

Материалы 55 (LV) тектонического совещания. Том II. 2024



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

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

Том II

МОСКВА
2024

**ТЕКТониКА
И ГЕОДИНАМИКА
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И МАНТИИ:
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ
ПРОБЛЕМЫ-2024**



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



**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ:
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2024**

Материалы LV Тектонического совещания

Том 2

Москва
ГЕОС
2024

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т 76

Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2024. 284 с.

ISBN 978-5-89118-881-5

DOI 10.34756/GEOS.2024.17.38797

Ответственный редактор

К.Е. Дегтярев

*На 1-й странице обложки:
Вид со склона г. Янусфьеллет, Шпицберген
(Фото М.А. Рогова, 2019)*

© ГИН РАН, 2024

© Издательство ГЕОС, 2024

Оползни на норвежской континентальной окраине и вероятность их возникновения

Переходная зона от континентальных структур Норвегии к океанической коре Норвежского и Гренландского морей протягивается от Норвежского трога на юге до плато Ермак на севере и имеет протяженность порядка 2500 км. По количеству оползней и протяженности их зон отрыва окраина может быть разделена на три сегмента (с юга на север) – Скандинавский, Баренцевоморский и Шпицбергенский.

Скандинавский сегмент протягивается вдоль западного побережья Скандинавского полуострова от Норвежского трога до банки Фюглёбанкен, примерно на 1100 км. На континентальном склоне и глубже установлено около 40 подводно-оползневых тел с возрастом смещения оползневых масс от 2.6 млн лет до 4 тыс. лет. Здесь расположены такие крупные оползни как Траенаджюпет и Аннёйа, а также гигант – Сторегга [1–3]. Они формировались на склонах с крутизной ~1.5–3. Проведенный авторами анализ данных, полученных при картировании акватории Норвегии [4] показывает, что общая протяженность стенок отрывов оползней и каньоны занимают порядка 70% континентального склона скандинавского сегмента. Это свидетельствует о том, что в глубоководные области Норвежского моря переместилась значительная часть осадочного материала и этом регионе; масштабные оползни могут возникнуть только в тех областях, которые расположены вне зон разгрузки. Этому может способствовать самая интенсивная в северной Европе сейсмичность с низкими или средними магнитудами землетрясений [5].

Баренцевоморский сегмент [2] представляет собой область перехода протерозойских структур Свальдбардской плиты к океанической коре Норвежского моря. Протяженность сегмента составляет порядка 660 км. В рельефе сегмент представлен шельфом Баренцева моря и континентальным склоном к Лофотенской глубоководной впадине. Глубже бровки шельфа, расположены мощные (3,5–4 км) отложения конусов выноса (с юга на север – Медвежинский, Квейтола и Сторфьорд) позднеплиоцен-плейстоценового возраста. Помимо них, в сегменте установлены 24 оползния, которые формировались в позднечетвертичное время, а часть – за по-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия

следние 20 000 лет [6, 7]. Считается, что повышенные давления флюидов в осадках (в среднем 35%), землетрясения и постледниковый подъем способствовали возникновению оползневых процессов.

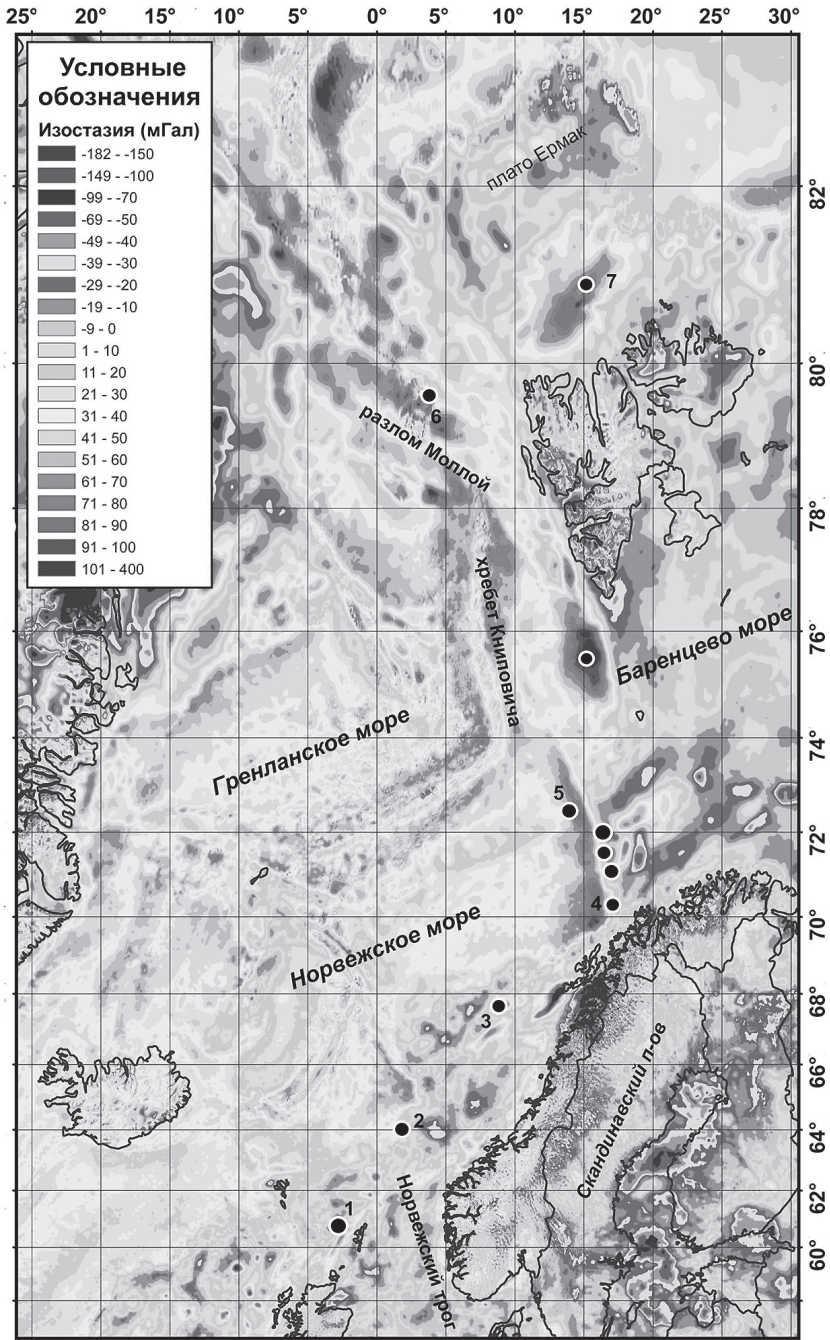
На основании данных спутниковой альтиметрии [8] и сглаженного до аналогичной детальности рельефа дна [9] были рассчитаны изостатические аномалии (рис. 1). Положительные значения этого поля, указывающие на наличие избыточной нагрузки на фундамент, сосредоточены на западном и северном континентальных склонах Баренцевоморского шельфа. Наличие максимумов изостазии около трогов Медвежинского и Сторфьорд указывает на накопление терригенных конусов выноса, некомпенсированных в изостатической аномалии, обладающих потенциальной подвижностью в условиях слабой консолидации осадочного материала и высокого градиента рельефа за бровкой шельфа. Дополнительным фактором нестабильности является близость к сейсмически активным хребту Книповича и западной части шельфа [10].

Шпицбергенский сегмент протягивается, примерно на 500 км, вдоль восточных частей Гренландского моря и пролива Фрама. Современная скорость подъема архипелага Шпицберген составляет 4–5 мм/год. Крупных оползней в пределах сегмента не обнаружено. Вдоль Западного Шпицбергена установлено >1200 газовых факелов [11]. Предполагается, что их появление связано с разрушением газогидратного слоя [12]. Эти процессы могут влиять на разуплотнение осадков и формирование обширных площадей дестабилизированного осадочного материала, залегающего на склонах крутизной от 4° до 8–10°, что достаточно для его перемещения.

Континентальная окраина западнее архипелага Шпицберген имеет уникальное строение. На востоке зоны перехода расположены докембрийские и каледонские комплексы о-вов Западный Шпицберген и Земля Принца Карла, а на западе протягивается субмеридиональный срединговый хребт Книповича. Скорость спрединга на хребте Книповича составляет от 0.6 до 1.5 см/год. Расстояние от его рифтовой долины до бровки шельфа на траверзе юга о. Западный Шпицберген составляет 150 км, а на севере всего 50 км [13]. Район характеризуются многочисленными сейсмическими событиями с магнитудами 3.3–5.7.

Рис. 1. Изостатические аномалии в районе Норвежской континентальной окраины, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии [8] и рельефа дна по данным (GEBCO, 2014) для глубины компенсации 33 км и перепаду плотностей кора–мантия 0.5 г/см³. Кружки крупные оползни. Цифры – названия наиболее крупных оползней: 1 – Афен, 2 – Сторегга, 3 – Траенадзюпет, 4 – Аннёйа, 5 – Медвежинские (Vjørnøya Fan Slide Complex – BFSC I – III), 6 – Моллой, 7 – Хинлоппен





В районе 78°30' с.ш. рифт хребта Книповича [14] соединяется с разломом Моллой. В зоне сочленения рифт–трансформ расположено «угловое поднятие» Святогор с минимальной глубиной 1498 м. Его восточный склон осложнен узкими и протяженными оползневыми ступенями. Разлом Моллой выражен в рельефе дна желобом с максимальной глубиной в 2950 метров. Его северо-восточный склон совпадает с пологим склоном аккумулятивного хребта Вестнеса [15–17]. На юго-восточном склоне хребта Вестнеса существует система открытых трещин, имеющих в плане серпообразную форму. Она расположена в области развития газогидратов [18], которые даже при небольших изменениях температуры и давления выделяют огромное количество газа и могут вызвать неустойчивость склонов. Последние установлены также и на вершинной поверхности хребта на которой известны многочисленные газовые факелы, газоподводящие каналы и газовые воронки [11, 17].

Для хребта Книповича, разломной зоны Моллой и одноименной впадины характерна интенсивная сейсмичность и контрастность рельефа [14, 15]. Так, перепад рельефа от впадины Моллой к бровке шельфа о. Западный Шпицберген на расстояние порядка 160 км превышает 5000 м. Крутизна склонов меняется от 4° до 35° на отдельных участках. Таким образом, в рассмотренном регионе, сложились все условия, которые могут привести к движению крупного подводного оползня [15]. Для пролива Фрама было проведено [19] компьютерное моделирование возможного схода оползня, который может вызвать цунами с высотой волны до 3-х и более метров на побережьях Гренландского и Норвежского морей.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН FMMG-2023-0005 «Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана»

Литература

1. *Baeten N.J.* Mass movements on the continental slope offshore Lofoten, Northern Norway // A dissertation for the degree of Philosophiae Doctor University of Tromsø Uit. Faculty of Science Department of Geology. 2013. 51 p.
2. *Hjelstuen B.O., Eldholm O., Falide J.I.* Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin // *Earth Planet. Sci. Lett.*. 2007. V. 258. P. 605–618.
3. *Laberg J.S., Vorren T.O., Dowdeswell J.A. et al.* The Andøya Slide and the Andøya Canyon, north-eastern Norwegian–Greenland Sea // *Marine Geology*. 2000. V. 162. P. 259–275.
4. <http://www.mareano.no/kart/>
5. *Olesen O., Bungum H., Dehls J. et al.* Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway – mechanisms and implications // *Olsen L., Fredin O.,*

- Olesen, O. (eds.). Quaternary Geology of Norway, Geological Survey of Norway Special Publication. 2013. V. 13. P. 145–174.
6. *Llopart J.* Storfjorden Trough Mouth Fan (Western Barents Sea): slope failures in polar continental margins; significance of stress changes and fluid migration induced by glacial cycles Doctoral Thesis. Univeritat de Barcelona. 2016. 263 p.
 7. *Lucchi R.G., Camerlenghi A., Rebesco M. et al.* Postglacial sedimentary processes on the Storfjorden and Kveithola trough mouth fans: Significance of extreme glacialmarine sedimentation // *Global and Planetary Change*. 2013. V. 111. P. 309–326.
 8. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // *J. Geoph. Res.: Solid Earth*. 2009. V.114. № B1. P. 1–18. doi:10.1029/2008JB006008.
 9. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. (<http://www.gebcocnet>)
 10. *Keiding M., Olesen O., Dehls J.* Neotectonic map of Norway and adjacent areas. Scale 1:3000000. Geological Survey of Norway. 2018.
 11. *Mau S., Römer M., Torres M. E. et al.* Widespread methane seepage along the continental margin off Svalbard – from Bjørnøya to Kongsfjorden // *Scientific Reports*. 2017. | 7:42997 | P. 1-13. DOI: 10.1038/srep42997
 12. *Ejike C.E.* Assessment of Hazards in Gas Hydrates Recovery // *Open Journal of Yangtze Gas and Oil*. 2019. V. 4. P. 231–239. <https://doi.org/10.4236/ojogas.2019.44018>
 13. *Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др.* Строение зоны перехода континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006–2009 гг.) // *Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год*. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 111–157.
 14. *Зарайская Ю.А.* Особенности сегментации и сейсмичности ультрамедленных срединно-океанических хребтов Книповича и Гаккеля // *Геотектоника*. 2017. № 2. С. 67–80.
 15. *Мазарович А.О., Мороз Е.А., Зарайская Ю.А.* Опасность подводного оползня западнее архипелага Шпицберген // *Литология и полезные ископаемые*. 2018. № 4. С. 287–294.
 16. *Bünz S., Polyakov S., Vadakkepuliambatta S. et al.* Active gas venting through hydrate-bearing sediments on the Vestnesa Ridge, offshore W-Svalbard // *Marine Geology*. 2012. V. 332–334. P. 189–197.
 17. *Vanneste M., Guidard S., Mienert J.* Bottom-simulating reflections and geothermal gradients across the western Svalbard Margin // *Terra Nova*. 2005. V. 17 (6) P. 510–516. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00643.x>
 18. *Dumke I., Burwicz E.B., Berndt C. et al.* Gas hydrate distribution and hydrocarbon maturation north of the Knipovich Ridge, western Svalbard margin // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2016. V. 121. P. 1405–1424, doi:10.1002/2015JB012083.

19. Berndt C., Brune S., Nisbet E. et al. Tsunami modeling of a submarine landslide in the Fram Strait // *Geochemistry Geophysics Geosystems* (G3). 2009. V. 10. 4. DOI: 10.1029/2008GC002292

В.М. Макеев¹, Е.А. Пикулик¹, Е.А. Макеева¹

Неотектоническая зональность области сочленения Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины

В пределах Северо-Западного Кавказа выделяются разнотипные общекавказские и антикавказские по простираению неотектонические структуры, формирующиеся в условиях напряжений растяжения и сжатия [3–5, 9]. Многими исследователями признается роль субдукции и коллизии Восточно-Черноморской и Скифской микроплит (блоков), с которыми связываются напряжения сжатия и растяжения [2, 10]. В этих процессах напряжениям растяжения отводится второстепенная роль. Исследования показали, что выделяются продольные (общекавказские) и поперечные (антикавказские) структуры растяжения, в формировании которых роль Черноморской субокеанической впадины, как источника дополнительных напряжений недооценивается.

В районе г. Геленджика и его окрестностей проведены детальные структурно-геоморфологические и неотектонические исследования в связи с проектированием инженерных водоотводных трасс и обеспечения их безопасности от негативных геологических процессов: сейсмичности, селевых и оползневых и проч. процессов интенсивного характера. Цель работ – определение неотектонической зональности и современных структурно-геодинамических условий зоны сочленения Северо-Западного Кавказа с Черноморской впадиной. Для определения происхождения зональности привлекались геолого-геофизические и сейсмотектонические данные и результаты ГНСС-измерений [1, 6–8]. В основу исследований положены принципы тектонической расчлененности литосферы, разноглубинности и разновозрастности напряжений и деформаций [2, 4, 8].

В Геленджикской подгорной равнине (абс. отм. 160–390 м), сопряженной с Маркотхским хребтом на севере (500–700 м) и черноморским побережьем на юге, выделены разного генезиса геоморфологические ступени, оценены их возраст и высотное положение. Субстратом, на котором

¹ Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия

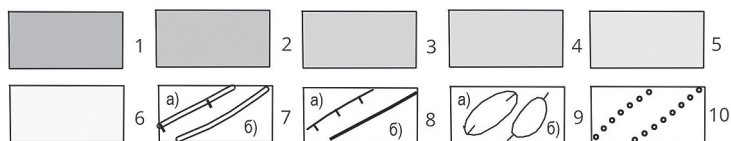
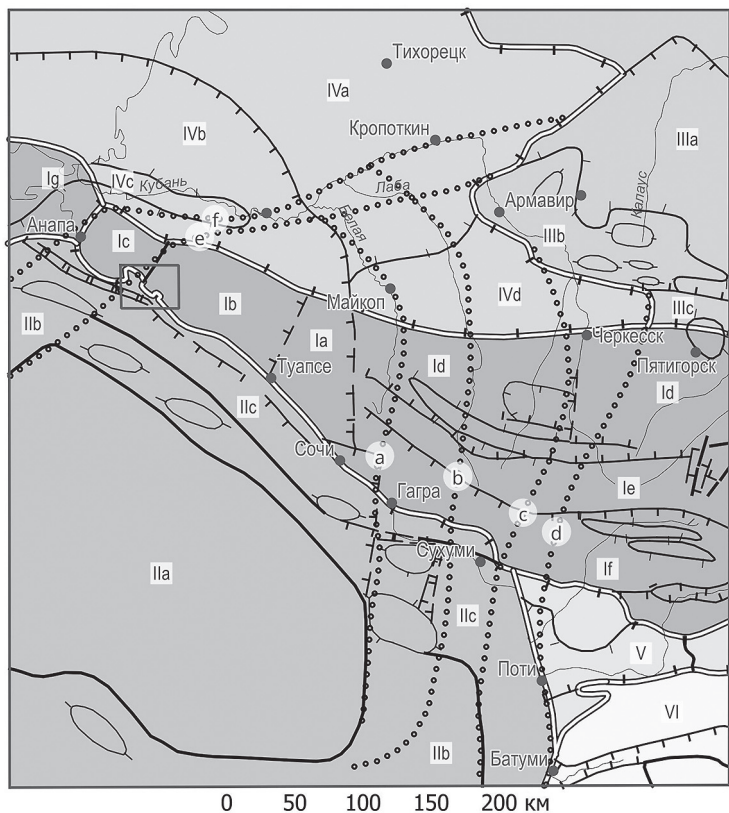
формировались ступени и выделенные на их основе неотектонические структуры, является мезозойский карбонатный флиш, подвергшийся в раннеальпийское время верхнемеловой–эоценовой складчатости и разрывам. С учетом выраженности в рельефе и четвертичных отложений выделены неотектонические общекавказские и антикавказские поднятия, прогибы и разрывы (рис. 1). Для оценки безопасности проектируемых объектов оценено соотношение раннеальпийских и новейших зон нарушений, как одной из причин их повышенной активности.

В результате исследований установлено:

1. Структурно-геоморфологическая зональность выражена разновысотными и разновозрастными эрозионно-денудационными и террасовыми ступенями, указывающими на их связь с прогибающейся и расширяющейся Черноморской глубоководной впадиной. Ступени деформированы с образованием общекавказских и антикавказских структур, которые пересекаются друг с другом с образованием перекрестно-структурного плана. Среди них различаются общекавказские ранне- и позднеорогенные, антикавказские позднеорогенные структуры, выраженные в рельефе. Перекрестно-структурный план является наложенным на раннеальпийские коллизионные структуры Новороссийского тектонического покрова. Рассогласованность неотектонических планов создает дополнительные напряжения в земной коре, вызывающие активизацию геологических процессов.

2. Современные геодинамические условия зоны сопряжения Черноморской впадины и Северо-Западного Кавказа характеризуются суперпозицией разнотипных сил и напряжений, создающих перекрестно-структурный план. Общекавказские структуры взбросового типа формируются в условиях коллизионных напряжений сжатия северо-восток–юго-западной ориентации. В этих условиях формируются раннеорогенные антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы, включая взбросо-надвиговые и другие зоны нарушений, тесно связанные с раннеальпийским структурным планом. Общекавказские и антикавказские структуры сбросового типа развиваются в условиях глубинных напряжений растяжения, предположительно, северо-запад–юго-восточной ориентации.

Эволюция Черноморской впадины выражена формированием бортовой зоны и выпуклых с юго-запада на северо-восток современных зон дислокаций. Причиной их развития является, возможно, верхнемантийная конвекция глубинного вещества, движение которого направлено от интенсивно прогибающейся Черноморской впадины в сторону Северо-Западного Кавказа включительно. Такая интерпретация неотектонической зональности позволила выделить Восточно-Черноморскую геодинамическую систему. Интерференция глубинных напряжений растяжения и коллизионного сжатия вызывает расслоенность литосферы с образованием



геодинамически активных зон (ГДАЗ) часто и опасных на проявление сейсмичности (см. Анапский и Сочинский районы) [8].

3. Приуроченность друг к другу разных по возрасту и морфолого-кинематическому типу разрывных нарушений вызывает резкое увеличение их активности, что является негативным и опасным для района расположения инженерных сооружений исследуемого района. Установлено, что с Мезыбским раннеальпийским взбросо-надвигом согласуется позднеорогенная Гайдукская сбросовая зона. Согласованность разнотипных разрывов приводит к аномальному увеличению размеров нарушенной зоны. Вертикальное смещение крыльев разрыва за позднечетвертичное

Рис. 1. Неотектоника Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины. 1 – сводо-глыбовое поднятие Большого Кавказа; 2 – Черноморская глубоководная впадина; 3 – Ставропольский свод; 4 – Азово-Кубанская впадина; 5 – Рионская межгорная впадина; 6 – поднятие Малого Кавказа. Границы: 7 – главные: установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – второстепенные: установленные (а) и предполагаемые (б); 9 – контуры: синклиналей (а), антиклиналей (б); 10 – современные деформационные зоны (дислокации).

На рисунке цифрами обозначены [4]. Сводо-глыбовое поднятие Большого Кавказа. Северо-Западный Кавказ: Ia – Лазаревская ступень, Ib – Эфипская ступень, Ic – Новороссийская ступень, Ig – Таманско-Керченская ступень. Центральный Кавказ: Id – Лабино-Малкинская моноклинали, Ie – Срединная зона, If – Абхазо-Сванетская ступень. Черноморская глубоководная впадина: Па – Центрально-Черноморская субокеаническая зона, Пб–Пс – Северо-Восточная краевая зона, Пб – внутренняя подзона слабо-дифференцированных опусканий, Пс – внешняя подзона резко дифференцированных опусканий. Ставропольский свод: Ша – Северо-Ставропольская ступень, Шб – Южно-Ставропольский вал, Шс – Минераловодское поперечное поднятие. Азово-Кубанская впадина: IVa – Северное платформенное крыло, IVb – Индоло-Кубанский краевой прогиб, IVc – Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона, IVd – Восточно-Кубанский прогиб. V – Рионская межгорная впадина. VI – Сводо-глыбовое поднятие Малого Кавказа. Рамкой обозначен район детальных исследований

время может составлять 180 м, а ширина нарушенности – от 50–70 до 100–150 м. Таким образом, инженерные сооружения на участках пересечения с высокоамплитудными зонами разрывных нарушений могут подвергаться интенсивным деформациям опасного характера.

Литература

1. Гурбанов А.Г., Милюков В.К., Газеев В.М., Лексин А.Б., Докучаев А.Я., Гурбанова О.А. Оценка векторов скорости современных горизонтальных и вертикальных смещений литосферных блоков на территории Большого Кавказа и их геодинамическая интерпретация (по данным ГНСС) // Вестник Владикавказского научного центра. 2023. Т. 23. № 1. С. 49–61.

2. Закарая Д.П. Механизм и история формирования альпийской складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1986. 24 с.

3. Макеев В.М., Ревазов М.О., Болотаева А.Г. Структурно-геодинамические исследования южного склона Большого Кавказа в районе Двалетского поднятия в связи с оценкой зон нарушений // Геология и геофизика юга России. 2022. № 4. С. 32–43.

4. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
5. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.
6. Несмеянов С.А., Измайлов Я.А., Воейкова О.А. Стратиграфия и тектонические деформации четвертичных морских террас Западного Кавказа и Тамани. М.: ООО «Миттель Пресс», 2021. 184 с.
7. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н. Сейсмическая и геологическая активность тектонических нарушений Северо-Западного Кавказа // Физика Земли. 2005. № 6. С. 29–42.
8. Стогний Г.А., Стогний В.В. Сейсмотектоническая модель Северо-Западного Кавказа: геолого-геофизический аспект // Физика земли. 2019. № 4. С. 124–132.
9. Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Кухмазов С.У. Глубинное строение западной части Центрального Кавказа по геофизическим данным // Геотектоника. 2017. № 5. С. 20–29.
10. Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O. et al. Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus // J. Asian Earth Sciences. 2020. V. 88. P. 104108.

Д.Г. Малышев¹, Р.Э. Эрнст^{2,3}, М.А. Иванов¹

Геологическое строение и история формирования вулкана Самодива Монс, квадрант V-29, Венера

Введение. Вулкан Самодива Монс (13.6° с.ш., 69.0° з.д.) и прилегающая территория расположены на ЮВ области Бета [1]. Интерес к изучению данного вулкана объясняется тем, что его активность соответствует переходу от глобального вулканического к глобальному вулканотектоническому режиму обновления поверхности Венеры [2]. Кроме того, вблизи вулкана совершил посадку спускаемый аппарат «Венера-10» (16° с.ш., 69° з.д.; ~150 км к северу от постройки вулкана) [3].

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН, Москва, Россия

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

³ Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada

Геологическое картирование области, окружающей вулкан Самодива (рис. 1), в масштабе 1:500 000 ранее не проводилось. Представленная в нашей работе карта (рис. 2) основана на фотогеологическом анализе радарных снимков, полученных КА «Магеллан» (пространственное разрешение 100–200 м/пкс) [4]. Эта карта документирует новые детали, важные для изучения строения и истории формирования вулкана. Ранее обсуждались карты более мелкого масштаба [5, 6], но вулканический центр Самодива Монс не был главной целью исследования.

Выделенные морфоструктурные комплексы: сильно тектонизированные местности включают в себя тессеру и густотрещиноватые равнины.

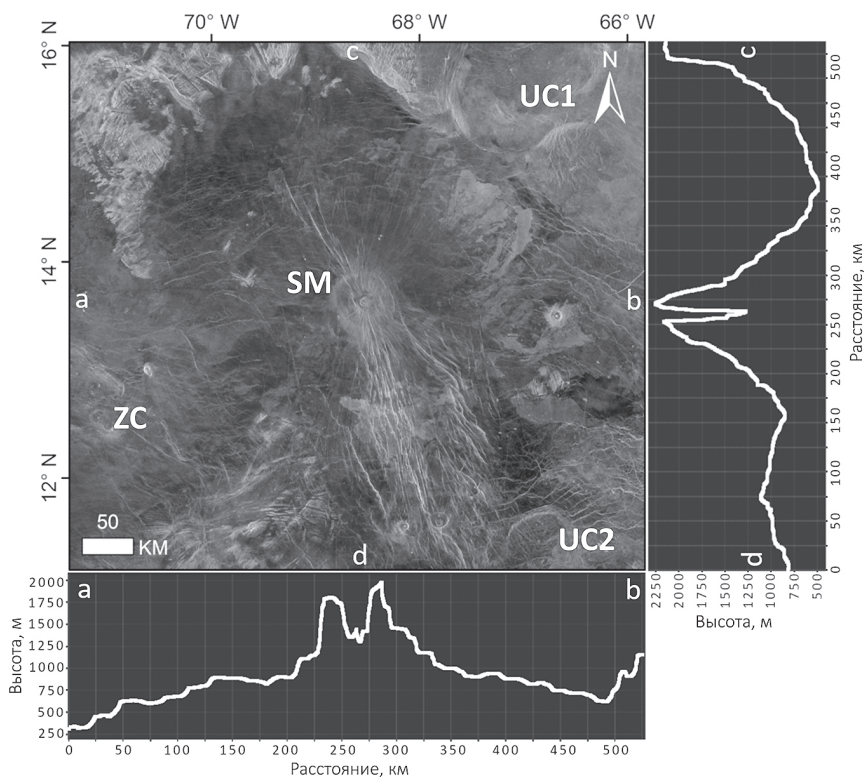


Рис. 1. Радиолокационное изображение исследуемой области $\sim 520 \times 561$ км (11–16°с.ш., 66–71°з.д.), в центре которой находится вулканический центр Самодива Монс (*SM*); *ZC* – корона Живаны; *UC1* – безымянная корона к СВ; *UC2* – безымянная корона к ЮВ; *ab* – топографический профиль в ЗВ направлении, *cd* – топографический профиль в направлении СЮ (вертикальное преувеличение равно 100)

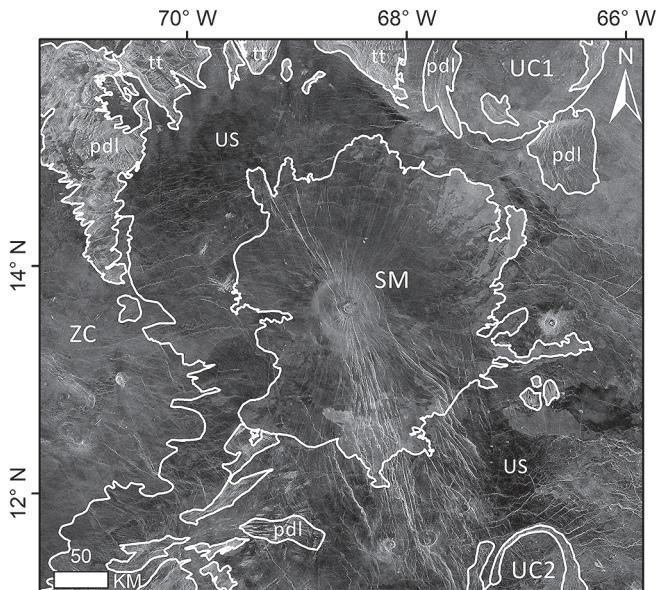


Рис. 2. Геологическая карта исследуемой области (1:500 000), линиями отделены области, включающие в себя морфоструктурные комплексы, относящиеся к одному этапу формирования: *tt* и *pdl* – тессера и густотрещиноватые равнины относятся к раннетектоническому этапу; *US* – покровы из неопределённых источников относятся к фазе лавового затопления; *SM*, *ZC*, *UC1*, *UC2* – потоки Самодивы Монс, короны Живаны, безымянные короны к СВ и ЮВ относятся к фазе локализации вулканизма

Поверхность первой обладает высокой радарной яркостью (повышенная шероховатость в диапазоне метры–декаметры), состоит по меньшей мере из двух наборов пересекающихся гряд и борозд (10–20 км в длину). Густотрещиноватые равнины имеют повышенную радарную яркость, их поверхность нарушена многочисленными плотно упакованными прямолинейными или криволинейными линеаментами [2]. Массивы тектонизированных местностей наблюдаются в основном на севере изучаемой области и составляют южную оконечность области Хюндлы.

Большая часть исследуемой области покрыта лавовыми покровами и потоками, которые были разделены на несколько подгрупп по морфологии, связью с разными источниками, положению относительно центральной части вулкана Самодива Монс. Потоки представлены лопастными потоками (более высокое радарное альbedo, четкие границы, малая площадь); покровы, как правило, имеют более низкое радарное альbedo, нечеткие/диффузные границы и занимают большую площадь. Возможными

источниками потоков являются вулкан Самодива Монс, малые щитовые вулканы, корона Живаны, безымянные короны к ЮВ и СВ от Самодивы Монс. Источники покровов обычно не различимы [7].

Вулкан Самодива Монс представляет собой щитовой вулкан диаметром 150 км, в вершинной части находится депрессия диаметром 25 км и глубиной до 500 м, а также яркое куполовидное образование с четко выраженным фронтальным уступом. Это могут быть результаты поздней вулканической активности: кальдера и купол. Фронтальный уступ купола свидетельствует о более высокой вязкости лав, например, из-за более кислого состава [8].

Системы грабен-разломов собраны в радиальные и кольцевые рои, распространяющиеся в основном от вулкана Самодива Монс. Постройка вулкана пересекается в направлении с севера на юг системой плотно упакованных грабенов и трещин протяженностью в 145 км на север и 223 км на юг от вершины вулкана. Во многих случаях на Венере системы грабенов и разломов формируются над дайками [9], что подтверждается наблюдениями лавовых потоков, вытекающих из грабенов, или вулканических построек, расположенных на грабенах.

Определение относительного возраста геологических тел основывается на принципе суперпозиции и взаимосвязи расчленения и заполнения [10]. В геологической истории формирования исследуемой области можно выделить три главных этапа: ранний тектонический, средний вулканический и поздний, связанный с тектонической активностью вулкана Самодива Монс. Во время первого этапа сформировались тессера и густотрещинноватые равнины. Второй этап – лавовое затопление, когда излилось большинство покровов. Третий – внедрение даек и формирование систем грабен-разломов, фаза локализации вулканизма, когда формировались лопастные потоки.

Литература

1. *Basilevsky A.T., Head J.W.* Beta Regio, Venus: Evidence for uplift, rifting, and volcanism due to a mantle plume // *Icarus*. 2007. V. 192. P. 167–186.
2. *Ivanov M.A., Head J.W.* The history of tectonism on Venus: A stratigraphic analysis // *Planetary and Space Science*. 2015. V. 113–114. P. 10–32.
3. *Сурков Ю.А.* Космохимические исследования планет и спутников. М.: Наука, 1985. 307 с.
4. *Saunders R.S., Spear A.J., Allin P.C. et al.* Magellan mission summary // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. N. E8. P. 13067–13090.
5. *Grosfils E.B., Head J.W.* The timing of giant radiating dike swarm emplacement on Venus: Implications for resurfacing of the planet and its subsequent evolution // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. N. E2. P. 4645–4656.

6. *Abdrakhimov A.M., Basilevsky A.T.* Geology of the Venera and Vega Landing-Site Regions // *Solar System Research*. 2002. V. 36, N. 2. P. 136–159.
7. *Ivanov M.A., Head J.W.* Global geological map of Venus // *Planetary and Space Science*. 2011. V. 59. P. 1559–1600.
8. *Ivanov M.A., Head J.W.* The stratigraphic and geographic distribution of steep-sided domes on Venus: Preliminary results from regional geologic mapping and implications for their origin. // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. N. E8. P. 18907–18924.
9. *Buchan K.L., Ernst R.E.* Plumbing systems of large igneous provinces (LIPs) on Earth and Venus: Investigating the role of giant circumferential and radiating dyke swarms, coronae and novae, and mid-crustal intrusive complexes // *Gondwana Research*. 2021. P. 25–43.
10. *Wilhelms D.E.* Geologic Mapping in Planetary Mapping / R. Greeley, R.M. Batson (eds.) Cambridge University Press, 1990. P. 208–260.

А.В. Маринин¹, Т.Ю. Тверитинова^{1,2}

К вопросу о причинах сложных тектодинамических обстановок в структурах Горного Алтая по результатам тектонофизических исследований

Горный Алтай занимает центральное положение в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Структура ЦАСП хорошо изучена, интерпретация его геологического строения дается с позиций тектоники литосферных плит [1, 6–11 и др.]. Горный Алтай, расположенный между Рудно-Алтайской позднепалеозойской окраинно-континентальной зоной и раннепалеозойскими системами юго-западной окраины Сибирской платформы, представлен дугообразной системой структур вокруг западного окончания орогена Западного Саяна. Его структура представлена коллажем разнородных террейнов. Разделяющие и нарушающие террейны разломы формировались при субдукции, коллизии и постколлизии процессах, включая новейшую сеймотектоническую активность и становление современного рельефа [2, 3]. Вдоль зон субдукции формировались системы сдвига-взбросо-надвиговых, в тыловых зонах – сдвиго-

¹ ИФЗ РАН, Москва, Россия

² Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

сбросо-раздвиговых систем. Коллизионные процессы сопровождались формированием линейных зон интенсивного сжатия и крупномасштабных сдвигов. Новейшие деформации, связанные преимущественно со смещениями вдоль уже существующих разрывов, усилили структурную неоднородность пояса. В неотектонических деформациях ведущее значение принадлежит сдвигам. Особенностью современной геодинамики южной части Центрально-Азиатского региона является преобладание левых сдвигов вдоль широтных и северо-восточных направлений на востоке и правых сдвигов вдоль северо-западных направлений на западе [7–11].

В 2015–2022 гг. в ряде структур Горного Алтая (Катунский и Телецкий блоки с разделяющим их Уйменско-Лебедским прогибом в северо-восточной части Горного Алтая, а также район Чуйской и Курайской впадин с их обрамлением в юго-восточной части Горного Алтая) проведены полевые тектонофизические исследования, показавшие весьма сложную картину сочетания геологических индикаторов деформаций и напряжений. С использованием структурно-парагенетического и катакластического методов анализа разрывных нарушений [4, 5] в структурах Горного Алтая установлены обстановки субмеридионального, субширотного, северо-западного и северо-восточного максимального сжатия в различных сочетаниях. Преобладает сдвиговая обстановка деформирования. Однако имеются локальные области, в которых преобладают обстановки горизонтального сжатия или значительно реже горизонтального растяжения. Наиболее отчетливо выражено субмеридиональное сжатие, которое мы связываем с новейшим этапом деформирования. Латеральная структурная неоднородность региона определяет существенные вариации поля напряжений. Длительная тектоническая эволюция пояса определяет возможность наложения разновременных полей палеонапряжений. Реконструированные нами направления максимального горизонтального сжатия обычно ориентированы вдоль и поперечно к локальным и региональным структурам при существенном доминировании ориентировок, соответствующих основному структурному плану.

Причины выявленных по результатам тектонофизических исследований в Горном Алтае сложных тектодинамических обстановок мы видим в его сложной структурной организации в связи с расположением в центральной части ЦАСП, отразившей масштабные разноплановые субдукционно-коллизионные и постколлизионные деформации, зафиксированные в ряде закономерностей соотношения структур разного порядка. В системе Казахстано-Тяньшаньской и Алтае-Саянской складчатых областей, представляющей юго-западную часть ЦАСП, выделяется общая субширотная зона, соответствующая северным окраинам Тарима и Китайско-Корейской платформы. В южной части зоны по правокулискому

расположению структур север-северо-западной ориентировки устанавливается общая левосдвиговая деформация. В центральной части зоны характерно присутствие субширотных структур каледонид (Спасско-Тектурмасская зона Центрального Казахстана и Западно-Саянская зона Алтае-Саянской области, разделенные позднепалеозойской Иртыш-Зайсанской зоной). В северной части зоны по левокулискому расположению структур север-северо-восточной ориентировки устанавливается правосдвиговая деформация. Северное ограничение отмеченной субширотной зоны совпадает с южной границей Западно-Сибирской плиты, что указывает на её кайнозойскую активность. Вся зона выглядит как своеобразная структура сжатия, «выдавливаемая» в западном направлении. Горный Алтай с характерной северо-западной ориентировкой структур расположен в осевой части этой субширотной зоны непосредственно к западу от Западно-Саянского орогена и характеризуется дугообразным изгибом вокруг него складчато-разрывных систем. В восточной части ЦАСП – вдоль ориентированной в юго-восточном направлении Присаянской окраины Сибирской платформы субширотные системы образуют правосдвиговую систему.

Отмеченную структурную организацию юго-западной части ЦАСП как сложно-построенной субширотной зоны, в которой «одинаково повернуты» субмеридиональные системы логично увязывать с современными геодинамическими процессами, под которыми большинством геологов понимается Индо-Евразийская коллизия, вызывающая меридиональное сжатие. Преобладание северо-западных ориентировок основных герцинских структур указывает на условия северо-восточного сжатия в позднем палеозое. Субширотная ориентировка каледонских структур в Казахском и Западно-Саянском сегменте указывает на вероятное проявление север-северо-западного сжатия в среднем палеозое.

Горный Алтай, занимающий центральное положение в этой системе структур и имеющий характерное дугообразное строение, отражает влияние всех перечисленных условий – субмеридионального, северо-восточного и северо-западного сжатия. Наличие субширотного сжатия может быть объяснено структурной организации всей системы как зоны сжатия и расплющивания с тектоническим выдавливанием расположенных в её осевой части масс к западу, что ярко выражено в дугообразном изгибе Горно-Алтайских структур вокруг Западно-Саянского блока (блок Западных Саян оказывает давление на Горно-Алтайскую систему). Фиксируемые по данным реконструкции параметры напряженно-деформированного состояния на основе геологических индикаторов напряжений/деформаций свидетельствуют о наложении в пределах Горного Алтая зон влияния разноплановых региональных тектонических структур, отвечающие деформациям разных этапов.

Исследование выполнено в рамках Госзадания ИФЗ РАН. Авторы благодарны Е.В. Дееву, А.Ф. Еманову и Ю.Л. Ребецкому за поддержку в организации полевых исследований.

Литература

1. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.
2. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 / Ред. А.Ф. Грачев. М.: ГЕОС, 1998. 147с.
3. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / Науч. ред. Е.В. Девяткин, Г.Ф. Уфимцев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.
4. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.
5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
6. Филиппова И.Б., Буш В.А., Диденко А.Н. Среднепалеозойские субдукционные пояса – ведущий фактор формирования структуры Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 6. С. 405–427.
7. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. Вып. 7–8. С. 41–58.
8. Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia / Ed. by W.J.Nokleberg. Professional Paper 1765. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 2010. <https://pubs.usgs.gov/pp/1765/p1765.pdf>
9. Şengor A.M. Celâl, Natal'in Boris A., Gürsel Sunal & Rob van der Voo. A new look at the Altaids: A superorogenic complex in Northern and Central Asia as a factory of continental crust. Part I: Geological data compilation (exclusive of palaeomagnetic observations) // Austrian Journal of Earth Sciences. 2014. P. 169–232.
10. Tectonic map. Atlas of geological map of Central Asia and adjacent areas. List 15. Coordinating Board of Atlas: Dong Shuwen, Li Tingdong (China), B. Uzhkenov, A. Kisilev (Kazakhstan), Lee Tai Sup, Kim Bok Chul (Republic of Korea), O. Chuluun, D. Javkhlanbold (Mongolia), A. Morozov, O. Petrov (Russia). Scale 1:2.500.000, 2008.
11. Wilhem C., Windley B.F., Gérard, Stampfli M. The Altaids of Central Asia: a Tectonic and Evolutionary Innovative Review // Earth Science Reviews. 2012. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.04.001

Особенности позднеальпийской тектоники Сочи-Краснополянского сектора Большого Кавказа

Сочи-Краснополянский сектор расположен в пределах Южного склона Большого Кавказа (БК) в переходной области между его Центральным и Северо-Западным (Западным) сегментами, которые разделены транскавказской (поперечной) Пшехско-Адлеровской флексурно-разломной зоной [4]. Эта область сложных сочетаний и пересечений разрывно-складчатых и надвиговых структур кавказского (ЗСЗ) и транскавказского (ССЗ, субмеридионального, реже – СВ) направлений характеризуется повышенной сейсмической опасностью и высокой концентрацией сейсмогенерирующих структур [5].

С северо-востока рассматриваемый сектор ограничен Главным Кавказским разломом (надвигом, сдвига-надвигом?), в юго-западном борту которого обнажены смятые в линейные складки породы ниже-среднеюрской вулканогенно-терригенной формации Гойтхской антиклинорной зоны [6]. Крутопадающий Бекешийский разлом (взбросо-сдвиг?) отделяет Гойтхскую зону от толщ, образующих Новороссийско-Лазаревский синклиний, в строении которого принято выделять Лазаревскую, Краснополянскую и Чвижепсинскую зоны [3, 4]. Краснополянская зона сложена терригенно-вулканогенными отложениями краснополянской серии, охватывающей, в пределах изучаемой площади, возрастной интервал от аалена (анчхойская свита) до байоса (порфиритовая серия) включительно. Внутренняя структура зоны характеризуется развитием множества килевидных, запрокинутых на юг складок, осложненных серией крутопадающих разломов южной вергентности [3]. Вдоль Краснополянского разлома породы одноименной зоны надвинуты на флишевые отложения Чвижепсинской зоны. Предполагается, что амплитуда перемещения аллохтонных масс варьирует от 7 км (пос. Лазаревское), до 12 в предполагаемой корневой части надвига [2]. В свою очередь, образования Чвижепсинской зоны, в виде Воронцовского покрова надвинуты в южном направлении на образования Сочи-Адлерской депрессии [5]. Предполагаемая амплитуда горизонтального перемещения оценивается в 10–15 км [1]. Плоскость Воронцовского надвига полого (15–30°) падает на север, иногда становится горизонтальной и даже приобретает южное падение. Неогеновый

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

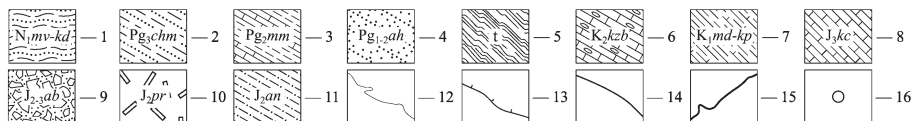


Рис. 1. Геолого-структурная схема Сочи-Краснополянского сектора Большого Кавказа, по [2, 4] с дополнениями.

Тектонические зоны: КП – Краснополянская зона, ЧЖ – Чвежипсинская зона, АК – антиклинорий Ацху-Кацирха, САД – Сочи-Адлерская депрессия.

1–4 – отложения Сочи-Адлерской депрессии и Воронцовского покрова: 1 – миоценовые породы мысовидненской–кудепстинской свит, 2 – олигоцен-миоценовая черноморская серия, 3 – палеоцен-эоценовые отложения Пластунской мульды, 4 – палеоцен-эоценовые породы ахштырской свиты; 5 – нерасчлененные тектониты; 6, 7 – меловые образования: 6 – казачебродская свита, 7 – медоуевская–кепшинская свиты; 8–11 – юрские отложения Краснополянской зоны и Ацху-Кацирха: 8 – кацирхская свита, 9 – айбинская свита, 10 – порфиритовая серия, 11 – анчхойская свита; 12 – геологические границы; 13 – основные взбросо-надвиги, (бергштрихи направлены в сторону висячего крыла); Кр – Краснополянский надвиг, Кп – Кепшинский надвиг, Мн – Монастырский надвиг, Вр – Воронцовский надвиг; 14 – разломы неясной кинематики; 15 – реки; 16 – населенные пункты

возраст Воронцовского аллохтона устанавливается по надвиганию на олигоцен-миоценовые отложения черноморской серии Сочи-Адлерской депрессии. С востока Воронцовский покров ограничен субмеридиональным разрывом (левый сдвиг?), представляющим собой одну из ветвей Пшихско-Адлеровской транскавказской зоны. Плоскость этого нарушения прослежена в долине р. Б. Хоста и нижнем течении р. Кудепста.

Сочи-Адлерская депрессия является юго-восточным продолжением Туапсинского прогиба на суше, сложена терригенно-карбонатными породами ахштырской свиты (поздний палеоцен – ранний эоцен), и терригенно-карбонатной черноморской серией (олигоцен–миоцен), разрез которой венчают мысовидненская-кудепстинская свиты. Вдоль Адлерской депрессии протягивается Ахштырско-Ахунская антиклинальная зона. Ядра складок сложены верхнемеловыми карбонатными осадками казачебродской свиты (сеноман–маастрихт) [3].

По направлению к ЮОВ структурно-формационные зоны Новороссийско-Лазаревского синклиория сменяются образованиями Гагроджавской зоны, которые в виде планарного клина проникают в область синклиория и образуют узкую горст-антиклинальную структуру (зону) Ацху-Кацирха, в рельефе выраженную поднятием Кепшинского хребта [3, 4]. Антиклинорий Ацху-Кацирха сложен средне-верхнеюрскими сильно брекчированными карбонатными породами кацирхской (оксфорд–титон) и айбгинской (келловей–оксфорд) свит. Южное крыло антиклинория среzano Монастырским разломом (взбросо-сдвиг?), круто падающим к СВ. В современной морфоструктуре этот разлом представлен в виде сейсмогравитационного уступа и обнаруживает признаки активности в позднем голоцене [5].

К югу от Монастырского разлома в правом борту р. Мзымта в районе п. Монастырь обнажены терригенные (флишоидные) отложения объединенных мысовидненской–кудепстинской свит, возраст которых оценивался в широком диапазоне времени (эоцен–олигоцен). В отобранном здесь образце М.А. Устиновой выявлены комплексы наннофоссилий смешанного состава: кампана–маастрихта, палеоцена – нижнего эоцена, верхнего эоцена – олигоцена, а также олигоцена и миоцена. Степень сохранности наннопланктона позволяет предполагать, что все комплексы наннофоссилий были переотложены, на основании чего мы предполагаем, что возраст рассматриваемых свит не древнее миоцена.

В районе п. Монастырь слои мысовидненской–кудепстинской свит находятся в зоне динамического влияния Монастырского разлома, сильно деформированы и осложнены складчато-надвиговыми нарушениями с ЮЗ вергентностью. Здесь широко развиты асимметричные, наклонные и опрокинутые к ЮЗ складки с острыми замками. Амплитуда (А) отдельных складок достигает 3–5 м, длина волны (W) – 10–15 м. В морфологическом

отношении складки относятся к группе переходных между синусоидальными и шевронными типами пликативных структур. Шарниры складок полого ($5-15^\circ$) погружаются к СЗ, либо имеют горизонтальное залегание. Зеркало складок имеет пологий наклон в сторону Монастырского разлома, по мере удаления от которого складки становятся менее сжатыми и на расстоянии ~ 1 км к ЮЗ от этого нарушения постепенно сменяются моноклинальным залеганием слоев. Осевые плоскости рассматриваемых складок отклоняются против часовой стрелки от позиции Монастырского разлома на угол $15-20^\circ$, что указывает на правосдвиговую составляющую перемещений вдоль этого разлома.

В рассматриваемых обнажениях разрез мысовидненской–кудепстинской свит осложнен серией малоамплитудных пологих и более крутых надвигов с северо-восточным падением сместителей. Пологие надвиги разделяют дисгармоничные тектонические пакеты, в которых обособлены индивидуальные для каждого пакета складчатые структуры.

Помимо отмеченных пликативных нарушений, в «монастырских» обнажениях выявлены фрагменты ныряющих складок, складок-надвигов, а также структуры «замок в замке», свидетельствующие о полистадийности деформаций. На основании микроструктурного анализа ориентированных шлифов нами выявлены некоторые закономерности формирования сланцеватости, кливажа и различных видов линейности, характеризующих кинематическую ситуацию в зоне динамического влияния Монастырского разлома. Эти исследования также позволяют полагать, что к моменту деформации миоценовые осадочные толщи уже были литифицированы и испытали метагенетические преобразования.

Результаты выполненных микропалеонтологических и структурно-кинематических исследований показывают, что деформации в разрезе мысовидненской–кудепстинской свит динамически связаны с развитием Монастырского правостороннего сдвига-надвига (сдвига-взброса), сформировавшегося в конце миоцена (или позже). Вероятно, что это нарушение начало формироваться субсинхронно и в единой динамической обстановке с Воронцовским покровом и сохранило свою активность вплоть до новейшего этапа. В процессе эволюции рассматриваемое нарушение неоднократно проявлялось в качестве пологого и более крутого надвига, либо взброса с неизменной правосдвиговой составляющей смещений.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00252, <https://rscf.ru/project/24-27-00252/>

Литература

1. Борукаев Ч.Б., Буртман В.С. Тектонические окна в Воронцовском покрове // Бюлл. МОИП. 1964. № 5. С. 112–118.

2. Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др. Геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). СПб.: изд-во карт фабрики ВСЕГЕИ. 2000. 135 с.

3. Лаврищев В.А., Шейков А.А., Андреев В.М., Семенов В.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 431 с.

4. Милановский Е.Е. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа / Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин. М.: Изд-во Московского Университета, 1963. 378 с.

5. Овсяченко А.Н., Хилько А.В., Шварев С.В. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования активных разломов в Сочи–Краснополяном районе // Физика Земли. 2013. № 6. С. 116–138.

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

**С.В. Межеловская¹, Е.В. Асафов², А.Н. Кошлякова²,
Д.П. Тобелко², А.Д. Межеловский³**

Изотопно-геохронологическая характеристика метаосадочных пород виленгской свиты, Ветреный пояс

На рубеже архея и протерозоя на территории Балтийского щита был широко проявлен этап инициального магматизма в интервале 2.53–2.41 млрд лет. Магматическую активность связывают с процессами рифтогенеза, которые были приурочены к границам крупных архейских блоков. В результате этих процессов были сформированы многочисленные протяженные структуры, сложенные вулканогенно-осадочными комплексами, относимыми к палеопротерозою. В результате многолетнего систематического геологического изучения данных структур были выявлены закономерности в строении их разрезов, которые легли в основу корреляции породных ассоциаций и создали определенное представление о стратиграфии нижнего протерозоя [5]. Палеопротерозойские образования имеют длительную эволюцию, история становления их современного структур-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

³ Российский государственный геолого-разведочный институт, Москва, Россия

ного положения связана с многочисленными структурно-тектоническими и метаморфическими преобразованиями, что привело в значительной степени к нарушенному залеганию. Учитывая данные особенности, правомерность применения исключительно литологического подхода при корреляции образований, разобщенных по всему Балтийскому щиту, не всегда себя оправдывает. В связи с этим необходимо всесторонне изучать стратифицированные образования.

Палеопротерозойская структура Ветренный пояс, является ярким представителем разреза нижнего протерозоя, к стратиграфии которого пока еще остается много вопросов [4]. Пояс расположен на востоке Карельского кратона, ограничен Беломорским орогеном на северо-востоке и Карельской гранит-зеленокаменной областью на юго-западе. В строении его осадочно-вулканогенного комплекса участвуют следующие местные стратиграфические подразделения (снизу–вверх): токшинская свита – представлена кварцитами, кварцевыми гравелитами, полимиктовыми конгломератами в основании; киричская свита – сложена метабазальтами, метандезибазальтами, метаандезитами с редкими прослоями метатуфоконгломератов; калгачинская свита – развита ограничено и сложена полимиктовыми метаконгломератами; кохозерская свита – представляет собой чередование аркозовых метапесчаников, метатуфопесчаников, горизонтов терригенно-карбонатных пород с потоками метаплагиобазальтов; виленгская свита – имеет двухчленное строение: в нижней части развиты металевролиты и метааргиллиты грауваккового состава, метатуфопесчаники и туфосилициты, а в верхней части разреза преобладают существенно кварцевые метапесчаники; свита ветренный пояс – завершает разрез и представлена мощной толщей коматиитовых базальтов и их туфов. Весь комплекс Ветренного пояса претерпел низкотемпературные метаморфические преобразования не выше зеленосланцевой фации. Возраст завершающих разрез коматиитовых базальтов по разным оценкам находится в интервале 2410–2405 млн лет [3, 8, 9].

В настоящей работе основное внимание будет направлено на метаосадочные породы виленгской свиты. По данным предшественников, терригенные образования виленгской свиты были выявлены как к северо-западу от р. Виленги (р. Чусрека, руч. Гремучий, г. Голец), так и к юго-востоку (Шардозеро, Ундозеро). Полоса развития свиты прослежена более чем на 250 км от г. Голец до р. Онеги. По совокупности геологических и геофизических данных можно довольно уверенно говорить о том, что на породах виленгской свиты залегают вулканиты свиты ветренного пояса [2], а подстилающими образованиями являются терригенно-карбонатные породы кохозерской свиты.

Главной разновидностью пород свиты являются черные и темно-серые метапесчаники, метаалевролиты и сланцы по аргиллитам. В подчиненном

количестве в разрезе присутствуют сланцы по туфам основного состава и линзовидные пласты кремнистых пород. В верхней части разреза появляются олигомиктовые метапесчаники [1].

Ранее нами были изучены петрографо-геохимические особенности пород свиты, которые позволили сделать вывод о том, что нижняя часть разреза сложена преимущественно метапсефитами и метапелитами грауваккового состава, низкой степени зрелости ($ICV = 1.7-1.9$), породы обогащены Cr, Ni, V, Co, отношение $(Fe+Mn)/Ti$ имеет низкие значения, что указывает на отсутствие влияния эксгальционнй компоненты в процессе седиментации. В областях сноса преобладал слабывветрелый ($CIA = 54-60$) источник основного состава. Для уточнения потенциальной области сноса, нами была выделена монофракция циркона из металевролитов и проведено U-Pb датирование (LA-ICP-MS), однако все 100% выборки показали значения с обратной дискордантностью, полученные возраста лежат в интервале 1801–3654 млн лет, Th/U отношения от 0.1 до 2.53 в среднем 0.5; 16 зерен имеют отношения выше 1. В катодолюминесцентных изображениях зерна циркона имеют сложное строение с древними ядрами, местами с осциляторной зональностью, а в некоторых случаях со светлыми размытыми доменами. К сожалению, полученные данные не подлежат геологическому обоснованию и требуют дополнительного изучения на предмет метамиктности зерен и выбору иного методологического подхода.

В верхней части разреза преобладают существенно кварцевые метатерригенные породы – олигомиктовые метапесчаники отвечающие лититовым ареникам средне-низкой степени зрелости ($ICV = 1.18-1.25$). Формировались за счет слабоизмененных ($CIA = 56-58$) источников среднего и кислого состава.

Из этих метапесчаников были выделены зерна циркона и проведено U-Pb датирование (LA-ICP-MS), из 222 проанализированных зерен, 119 имеют значения с $D\% < 5$. На гистограмме распределения возрастов с графиком плотности вероятности наблюдается бимодальное распределение с основным пиком $^{207}Pb/^{206}Pb = 2820$ млн лет и второстепенным 2761 млн лет. Отношения Th/U находятся в интервале 0.13–1.92 в среднем 0.5–0.7, что характеризует циркон как магматический, единичное зерно имеет отношение равное 0.04, что типично для циркона из высокобарических пород. Небольшая популяция имеет средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 2940 млн лет. Два зерна имеют возраст больше 3 млрд лет. Единичное зерно имеет $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 1782 ± 22 млн лет, лежит на конкордии и, вероятно, отражает возраст метаморфизма. В катодолюминесцентных изображениях часто наблюдается осциляторная зональность, типичная для пород кислого состава. Зерна имеют удлиненную призматическую форму, с сохранившимися гранями, иногда наблюдаются при-

знаки небольшой окатанности и встречаются отдельные обломки зерен, а также включения.

По циркону был получен ограниченный набор данных, по ряду элементов, который позволил еще раз убедиться в магматическом генезисе циркона, что охарактеризовано отношением $(Yb/Gd)_N = 7-15$. На дискриминантной диаграмме $U-Yb$ и $U/Yb-Hf$ [6, 7] все фигуративные точки расположены в поле континентального происхождения циркона. Содержания Ti в цирконе позволили рассчитать температуры кристаллизации, они укладываются в диапазон от 455 до 911°C, что в общем случае может отвечать температуре кристаллизации циркона при магматическом процессе.

Потенциальным источником для популяции циркона с $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом 2761 млн лет могут являться поздние субщелочные гранитоиды (гранодиорит-гранит-лейкограниты) широко развитые в пределах прилегающего Водлозерского домена. Источник с $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом 2820 млн лет на сегодняшний день не установлен как в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области, так и на сопряженных территориях. Возможно, данный источник полностью эродирован или перекрыт более молодыми отложениями. В результате предшествующего изучения детритового циркона из базальных горизонтов разреза (токшинская свита), а также из подстилающих отложений (кожозерская свита) были установлены точно такие же основные возрастные пики, что может свидетельствовать о стабильной тектонической обстановке в сумийское время и ограниченной единой области сноса обломочного материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-77-00081.

Литература

1. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Под ред. Соколова В.А. Петрозаводск, Карелия, 1982. 204 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Карельская. Листы Р-37-I (Маленьга), Р-37-VII (Сергиево). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 94 с. + 1 вкл. (МПР РФ, ПГО «Архангельскгеология»).
3. *Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Бибикина Е.В.* Временной диапазон формирования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного Пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 2. С. 3–16.
4. *Межеловская С.В., Межеловский А.Д.* Палеопротерозойская структура Ветренный пояс: нерешенные вопросы // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2022. № 5. С. 99–102.

5. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
6. Смолькин В.Ф., Скублов С.Г., Ветрин В.Р. Редкоэлементный состав детритового циркона архейского возраста из ятулийских терригенных пород Фенноскандии // Записки РМО. 2020. Т. 149. № 6. С. 85–100.
7. Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B. et al. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology*. 2007. V. 35. P. 643–646.
8. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1205–1222.
9. Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 180. P. 227–255.

**К.Р. Миннебаев¹, А.В. Куликова¹, Д.В. Семенова²,
П.Д. Котлер², В.В. Силантьев¹**

Состав и источники сноса терригенных отложений Южно-Татарского свода (Республика Татарстан)

Определение состава и источников сноса обломочного материала, из которого образовались породы-коллекторы, является важным этапом в рассмотрении генезиса месторождений нефти и газа. Создание и уточнение моделей эволюции осадочных бассейнов позволяет реконструировать историю формирования нефтенасыщенных толщ, а также снизить риски при поисках углеводородного сырья. В связи с этим нами были изучены песчаники осадочного чехла Южно-Татарского свода Восточно-Европейской платформы живетского яруса и пашийского горизонта среднего девона, тиманского (кыновского) горизонта верхнего девона, бобриковского и верейского горизонта нижнего и среднего карбона соответственно.

Породы средне-, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста имеют преимущественно кварцевый состав, хорошую сортировку и

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

окатанность обломочного материала, что позволяет говорить нам о его длительном, возможно многостадийном переносе и осаждении в стабильных условиях. Для данных образцов наблюдается сходство минералов тяжелой фракции – наличие анатаза, рутила, циркона и биотита. Согласно [3] формирование этих терригенных отложений происходило в условиях среднего шельфа современных морей.

Образец среднекаменноугольного возраста резко отличается от остальных. В его составе отмечаются полевые шпаты, кальцит, кварц, акцессорные минералы и обломки горных пород. Материал плохо сортирован, зерна полуокатанные, угловатые. Наблюдается большое количество микрофоссилий хорошей сохранности. Это может указывать на близость и разнообразие источников поступления обломочного материала. В составе тяжелой фракции помимо ранее встречавшихся минералов, таких как анатаз, пирит, биотит, циркон, присутствуют шпинели, амфиболы, гранаты, апатиты и сфены. Последние, по-видимому, отражают поступление материала в бассейн за счет размыва ультраосновных и основных пород и их метаморфических аналогов. Формирование терригенных отложений верейского горизонта среднего карбона происходило, вероятнее всего, в условиях мелководного шельфа.

Согласно результатам U-Pb датирования детритовых цирконов для девонских и раннекарбонатовых образцов в источниках сноса преобладали докембрийские комплексы с явным преобладанием зерен цирконов мезо-палеопротерозойских и нео-мезоархейских возрастов (рис. 1). Все зерна хорошо окатаны, что говорит нам о дальности переноса детритового материала. Цирконы, как правило, со сложным внутренним строением, признаками митамиктизации, которые характерны для метаморфических и гидротермально проработанных цирконов. Редко встречаются хорошо окатанные зерна цирконов с осцилляторной, полосчатой и секториальной зональностью, которые можно отнести к магматическим.

Во время накопления отложений среднекаменноугольного возраста, по результатам U-Pb датирования, в источниках сноса преобладали палеозойские комплексы с явным доминированием зерен каменноугольного, ордовикского и кембрийского возрастов, а также комплексы с цирконами неопротерозойского возраста (рис. 1). Мезо-палеопротерозойские и архейские зерна встречаются крайне редко. Палеозойские и неопротерозойские зерна циркона со средней и плохой степенью окатанности, большинство имеют удлиненно призматическую форму. Цирконы, как правило, имеют полосчатую и осцилляторную зональность, реже сложное внутреннее строение. Вероятнее всего, большая часть цирконов имеет магматическое происхождение. Мезо-палеопротерозойские и архейские зерна хорошо окатаны и, как правило, имеют сложное внутреннее строение, признаки митамиктизации.

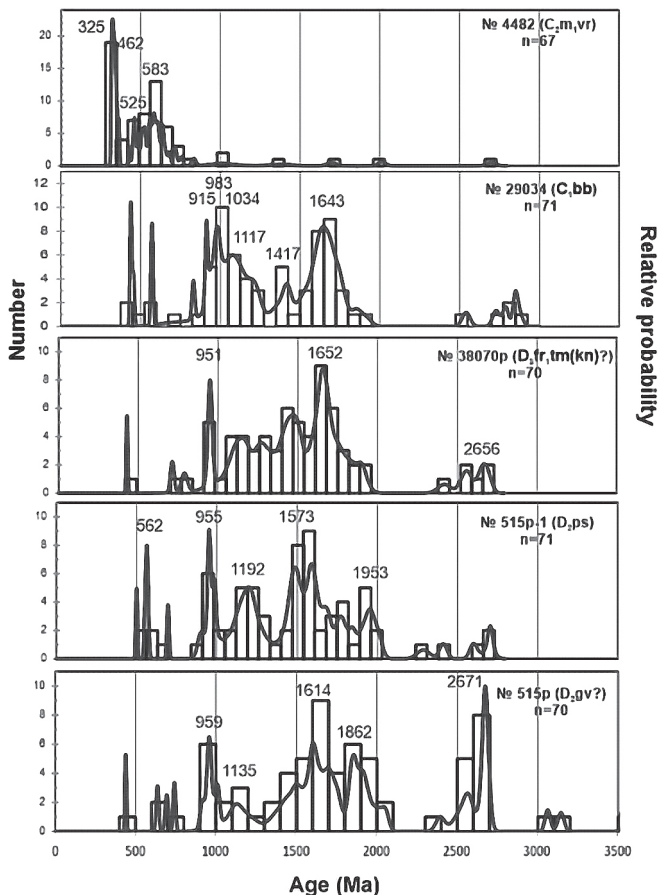


Рис. 1. Гистограмма и график плотности вероятности распределения возрастов детритовых цирконов

Согласно [3, 7–9] преобладающим направлением сноса детритового материала в осадочный бассейн в девон-раннекаменноугольное время было юго-восточное. Здесь прослеживается нормальный фациальный ряд, протягивающийся от области сноса (суши) и континентально-дельтовых обстановок через мелководный морской бассейн различной солёности к континентальному склону и, далее, к океаническим обстановкам: преддуговому прогибу, островным дугам и задуговому бассейну Уральского палеоокеана. Бассейн ЮТС располагался на значительном удалении (около 500–1000 км) как от предполагаемой основной береговой линии суши, так и от границы (бровки) континентального склона (активной окраины).

Таким образом, согласно полученным результатам, в качестве доминирующего источника сноса можно предположить породы Фенноскандии [4, 6]. В московско-позднекаменноугольное время произошел рост Уральского орогена [2], что привело к резкой смене питающих провинций для отложений верейского горизонта. Направление сноса детритового материала поменялось в противоположную сторону, а вышедшие на поверхность породы Урала стали доминирующими источниками детритового материала [1, 2, 5].

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты»

Литература

1. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Медведева Е.В., Бушарина С.В. Цирконология рутиловых эглогитов Максютковского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 342–346.

2. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

3. Силантьев В.В., Валидов М.Ф., Мифтахутдинова Д.Н., Морозов В.П., Ганиев Б.Г., Лутфуллин А.А., Шуматбаев К.Д., Хабипов Р.М., Нурғалиева Н.Г., Толоконникова З.А., Королев Е.А., Судаков В.А., Смирнова А.В., Голод К.А., Леонтьев А.А., Шамсиев Р.Р., Нойкин М.В., Косарев В.Е., Никонорова Д.А., Ахметов Р.Ф. Модель осадконакопления пашийского горизонта (терригенная толща девона) Южно-Татарского свода Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Георесурсы. 2022. Т. 24. № 4. С. 12–39.

4. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1995. 211 с

5. Удоратина О.В., Куликова К.В., Шуйский А.С., Соболева А.А., Андрейчев В.Л., Голубева И.И., Капитанова В.А. Гранитоидный магматизм Севера Урала: U-Pb возраст, эволюция, источники. // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 2. 287–309 с.

6. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир, 2001. 606 с.

7. Golonka J., Kiessling W., Phanerozoic time scale and definition of time slices / Kiessling W., Flügel E., Golonka J. (Eds.). Phanerozoic Reef Patterns // Society for Sedimentary Geology. Special Publication. 2002. V. 72. P. 11–20.

8. Golonka J. Late Devonian paleogeography in the framework of global plate tectonics // Global and Planetary Change. 2020. V. 186. P. 1–19.

9. Nkishln A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A. P.L., Fume A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I.,

А.Н. Митрохин¹, П.Л. Неволин¹

Место левосдвигового кинкбанда в истории формирования Комсомольского рудного района

Проблема формирования присдвиговых кинкбандов (флексурных изгибов слоистых толщ по простиранию) относится к разряду классических проблем в структурной геологии. Общеизвестно, что в сдвиговой зоне процесс изгибания слоев (складок) вправо (влево) по простиранию от исходного положения (косого по отношению к сдвигам) до направления, параллельного право(лево)стороннему сдвиганию, имеет прежде всего характер пластической деформации. Вместе с тем кинкбанд представляет собой [7 и др.] наиболее зрелую пликативную форму сдвиговых дислокаций, проявляющуюся зачастую в парагенезисе с их сколовой формой (собственно сдвигами). С позиций пластических деформаций исследователи пытаются иногда объяснить и те случаи, когда слои (складки) в кинкбанде испытывали разворот более чем на 45° (вплоть до 90°). Или, говоря иначе, где слои отклоняются вправо (влево) от простирания правых (левых) сдвигов на угол до 45° .

Ярким примером тому служит региональный S-образный флексурный изгиб слоистости и складок, закартированный в складчатом основании Комсомольского рудного района (КРР) в пределах Комсомольской сдвиговой зоны (КСЗ) ССВ ($20\text{--}30^\circ$) простирания [1, 2, 5–8 и др.]. Составляющие ее левые сдвиги сформировались под действием ССЗ ($340\text{--}350^\circ$) горизонтального сжатия и контролируют в КРР проявления апт-кампанского магматизма и постмагматического оруденения турмалинового типа касситерит-силикатной формации. Основание же сложено верхнетриасово-валанжинскими кремнисто-терригенными и флишоидными породами, которые [3, 6, 7 и др.] в готериве–барреме (т. е. до формирования системы ССВ рудоносных левых сдвигов КСЗ) испытали смятие под действием того же ССЗ сжатия в тесно сжатые (до изоклинальных)

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

СВ (40–55°) складки с крутыми крыльями и преимущественно субгоризонтальными шарнирами. Затем в период становления рудоносных КСЗ при повторных деформациях в апте–кампане слоистость и складки основания были развернуты влево до ССВ направления (т. е. параллельного сдвиганию), а в центральной части КРР обрели еще и СЗ ориентацию.

Чтобы объяснить последнее, исследователи КРР, исходя из упомянутого выше традиционного подхода, связывали это обычно не с дальнейшей эволюцией самой КСЗ, а с активным наложением на КСЗ сквозных систем либо СЗ [2], либо субширотных [5] левых сдвигов. Тем самым подразумевалось коренное изменение геодинамической обстановки в районе на дорудном и прерудном этапах формирования КСЗ, что обосновывалось тем, что ССВ рудоносные сдвиги являются секущими по отношению к участкам СЗ простирания терригенных толщ основания.

Но выявленная преемственность дислокаций основания деформациями апт-кампанского вулканогенно-осадочного чехла КРР [3, 6–8 и др.] говорит об обратном: развитие этого самого кинкбанда происходило, в сущности, синхронно со становлением рудоносных левых сдвигов КСЗ.

Последнее происходило в течение апт–кампана непрерывно путем плавной миграции рудоносных сдвигов из нижних уровней коры в верхние. Характер проникновения сдвигов в верхние структурные этажи в целом отвечает общеизвестной схеме В. Риделя. Наиболее контрастно это выражается в проявлении в чехле над сдвигами основания эшелонированных структур, являющихся, как известно [3, 6, 7 и др.], эмбриональными формами проявления сдвигов. Тем не менее, как показывает анализ погоризонтных планов на локальных рудных объектах КРР, переход от наиболее проработанных интервалов сдвигов к эшелонам оказывается достаточно плавным: отклонение по восстанию их сколовых и раздвиговых звеньев влево по простиранию имеет постоянный градиент около 2.5°/100 м. Причем это от характера среды не зависит, включая степень смятия вмещающих пород. За счет такого отклонения сдвигам и их сегментам присуща отчетливая пропеллерообразная форма [3, 6 и др.].

На фоне указанной тенденции резкое осложнение морфологии рудоносных сдвигов наблюдается только в подошве чехла, на участках бывшего пенеплена, изначально субгоризонтальная поверхность которого обрела складкообразную форму, конкордантную наложенным на терригенное основание пологим (с крыльями до 15–20°) поднятиям (с апт-кампанскими батолитами–лакколитами гранитоидов мяочанской серии) и прогибам (с эпиконтинентальными вулканогенно-осадочными бассейнами чехла, включающих и комагматы названных гранитоидов) СВ (40–55°) простирания [8 и др.]. Наложение последних на предшествующие (готерива–баррема) структуры основания есть результат повторного в апте–кампане взбросового (по типу прямого веерного кливажа), синхрон-

ного левостороннему сдвиганию по КСЗ, горизонтального сокращения коры под действием ССЗ (340–350°) генерального сжатия. При этом вдоль подошвы сформировалась мощная зона надвиговых дислокаций, ставшая сильнейшим экраном между последующими синхронными деформациями чехла и основания, чем также обусловлена резкая дискордантность залегания пород обоих структурных этажей. Разбить этот экран смогли только звенья Мяочанского левого сдвига – одного из трех главных сдвигов КСЗ (другие: Чалбинский и Холдаминский) – и сместить его на 10–15 км [7, 8 и др.].

Тем не менее слоистость основания на крыльях сдвиговых зон, как оказалось, ведет себя так же, как и сдвиги. Если на участках ССВ простираны слоистости основания (Придорожное месторождение [3 и др.]) ее разворот влево по восстанию статистически едва улавливается и заметен только при картировании осей складок, то на участках ССЗ–СЗ простираны слои терригенного основания (Фестивальное месторождение [2, 5, 6 и др.]) он фиксируется уже вполне отчетливо, в т. ч. и в статистическом выражении [6].

Такая тенденция очень тесно коррелирует с резко однонаправленным левосторонним характером региональных смещений, в т.ч. и слоистости основания, что особенно отчетливо наблюдается в междвиговых блоках последнего. Здесь ориентация послонных левых сдвигов варьирует от ССВ до СЗ. Они, и в чем мы солидарны с В.И. Сучковым (1989), образуют генетическую цепь, отвечающую схеме Д.Д. Муди и М.Д. Хилла [4], для которой (в КРР) родоначальниками стали ССВ левые рудоносные сдвиги, а венчают ее северо-западные.

Особенно хорошо это видно *in situ* в обнажениях терригенного основания на бортах дороги к Центральной обогатительной фабрике Солнечного ГОКа, разрезающей восточный склон горы Холдами над правым бортом р. Силинки (пос. Солнечный) (в зоне влияния западного крыла Холдаминского левого сдвига). Тут СЗ послонные (как правило, пострудные) левые сдвиги (сколы) вкупе с подчиненными им правыми субширотными сдвигами в любом случае образуют устойчивые и наиболее молодые (и четко фиксируемые) парагенетические ассоциации.

Отсюда вытекает, что разворот слоистости в основании до СЗ ориентации в рассмотренном кинкбанде КРР достигался не пластическими, а дочерними сколовыми деформациями, порожденными левыми сдвигами КСЗ через перестройку регионального поля напряжений путем наложения на него вторичных полей напряжений, генерировавшихся этими же, в междвиговом пространстве, сдвигами в процессе их активизации и роста. Это отвечает наиболее зрелым стадиям развития этих же самых дислокаций. А сказанное с точки зрения относительного геологического возраста, как бы парадоксально ни выглядело бы, отвечает наиболее позд-

ней фазе развития сдвиговых дислокаций. Иначе говоря, кинкбанд КРР является самой молодой синсдвиговой структурой района. Геодинамическая ситуация формирования такого кинкбанда отвечает додеструктивной стадии развития региональных сдвиговых дислокаций, когда удлинение междвиговых блоков основания (чьим следствием и является указанная схема развития послыжных смещений) достигает своей максимальной величины без заметного разрыва сплошности блоков по простиранию.

Литература

1. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района / Е.А. Радкевич – ред. М.: Наука, 1971. 335 с.
2. *Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М.* Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1979. 135 с.
3. *Митрохин А.Н.* Геодинамика формирования разрывных рудоконтролирующих структур Придорожного и Октябрьского месторождений (Комсомольский район): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1991. 25 с.
4. *Муди Дж.Д., Хилл М.Дж.* Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960. С. 265–333.
5. *Огнянов Н.В.* Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1986. С. 340–399.
6. *Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А.* Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 46–56.
7. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
8. *Mitrokhin A.N.* Cretaceous volcanogenic sedimentary basins and folding in the Komsomolsky tin-ore region, Khabarovsk Territory, Russia // *Geoscience Journal*. 1998. V. 2, № 3. P. 124–133.

Численное моделирование формирования напряжённо-деформированного состояния земной коры в процессе образования системы транскоровых интрузий

В рамках тектонофизического анализа можно показать, что формирование крупных интрузий способно привести к нагружению земной коры, способной перестроить её напряжённое состояние на значительных расстояниях от магмопроводящего разлома и, в том числе, стать причиной высокомагнитудных сейсмических событий [1]. Количественное описание возникающих при внедрении напряжений представляет интерес при изучении происхождения надлитостатических напряжений в коре регионов с активным магматизмом как на современном, так и на неотектоническом этапах их развития. Для решения этой задачи, в рамках данного исследования была создана математическая модель формирования крупной одиночной вертикальной интрузии по транскоровому разлому, а также системы таких интрузий.

Модель представляет собой континентальную кору толщиной 40 км с развивающейся от подошвы до области максимального проникновения вертикальной интрузией (рассматриваются также модели с 2 и 4 параллельными интрузиями с равными расстояниями между точками изначального проникновения в кору). Режим продвижения интрузии по транскоровому разлому контролируется условием необходимости превышения давления магмы нормального напряжения на площадке вдоль тела разлома. Показаны случаи формирования интрузии на протяжении всей коры и случаи запириания интрузии.

В численной модели для расчёта применялась явная конечно-разностная схема, разработанная М.Л. Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел и усовершенствованная Ю.П. Стефановым [2, 3] для применения в геомеханике. Тела модели рассматриваются как упруго-пластические. В отличие от классического подхода М.Л. Уилкинса [3] в данном подходе берётся более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского [4]. В её рамках среда рассматривается как упрочняющееся упругопластическое тело, используется неассоциированный закон пластического течения. За счёт использования упругопластических тел, избыточные, превышающие

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

прочность реальной среды напряжения разгружаются в зонах формирования крупных разломов (в модели – зоны локализации пластической деформации), отсутствие учёта данного процесса является главным недостатком аналитических моделей. Представленная методика моделирования и процесс создания численной геомеханической модели подробно дана в работе [5].

Первоначально задаётся гравитационная нагрузка и рассчитываются литостатические напряжения в модели. Далее в заранее определённую область шириной до 1.5 км начинает поступать магма из очага, давление в котором считается несколько выше литостатического (в работе рассматриваются значения от 100% до 120% от уровня литостатики). Интрузия формируется постепенно, на последнем этапе достигая дневной поверхности, если давление магмы выше нормального горизонтального напряжения на любой высоте, в противном случае происходит запираение дайки на соответствующей высоте. Для моделирования используем следующие параметры среды: плотность $\rho = 2.7 \text{ г/см}^3$, скорость продольных волн $v_p = 6.7 \text{ км/с}$, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$, когезия $Y = 15 \text{ Бар}$, коэффициент угла внутреннего трения $k_\alpha = 0.05$. Отметим, что величина коэффициента угла внутреннего трения эффективно занижена для учёта влияния флюида.

При внедрении интрузии происходит дополнительная нагрузка по контуру интрузии – преимущественно вдоль боковых областей. Повышение

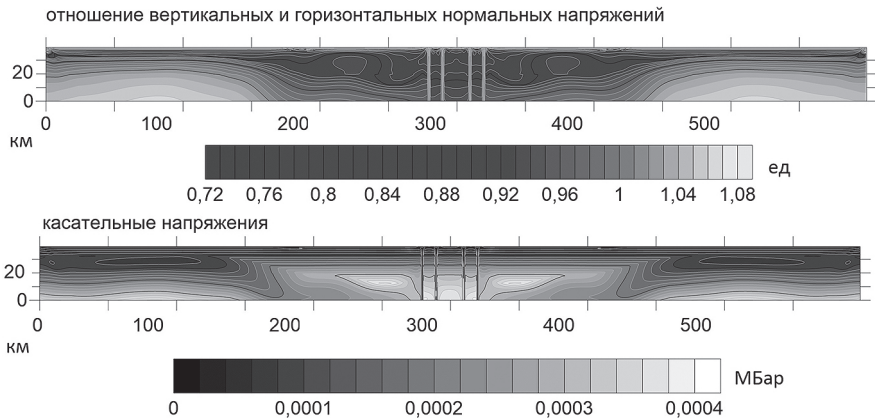


Рис. 1. Режим напряжённого состояния коры после внедрения системы из 4 даек: соотношение вертикальных и горизонтальных нормальных напряжений. Светлые тона соответствуют режиму горизонтального растяжения (сверху) и максимальные касательные напряжения (снизу). Давление в очаге превышает литостатику на 10%

уровня давления идёт до уровня $p_d(z) = p_{оч} - \rho_d g(h-z)$, где p_d – давление магмы в интрузии, $p_{оч}$ – в очаге, а ρ_d – плотность магмы. Это приводит к одновременному росту нормальных компонент тензора напряжения до соответствующего уровня. В результате уровень аномальных напряжений горизонтального сжатия растёт до первых сотен МПа, причём происходит нагружение пород вокруг плоскости интрузии и между интрузиями для системы параллельных даек (рис. 1). Значительная часть (на расстояниях свыше 100 км среды вокруг магмопроводящих разломов переходит в режим горизонтального сжатия; в верхней, упругой части коры эта область простирается значительно дальше. Параллельно генерируются высокоамплитудные поля касательных напряжений – их порядок – первые десятки МПа для области вокруг интрузивной зоны, но особенно они высоки между проникающими интрузиями, доходя, в представленной модели, до 40 МПа. После застывания магмы эти напряжения полностью не сбрасываются и, в качестве остаточных, действуют в среде вместе с литостатическими. При решении обратных задач геодинамики в области наличия крупных интрузий необходимо выделять напряжения подобного рода отдельно от тектонических.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Ребецкий Ю.Л., Стефанов Ю.П.* О механизме взаимодействия сильных землетрясений и вулканизма в зонах субдукции // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2022. Т. 4. №: 56. С. 41–58.
2. *Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.
3. *Wilkins M.L.* Computer Simulation of Fracture. Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246, 1972.
4. *Николаевский В.Н.* Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНТИ. сер. Мех. деф. тв. тела. 1983. Т. 15. С. 817–821.
5. *Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В., Мягков Д.С., Ермаков В.А.* О генезисе напряжений в коре островной дуги по результатам численного моделирования // Вестник КРАУНЦ. 2018. № 3. С. 54–73.

К теории шарьяжей

На предшествующих Совещениях LI–LIV была представлена концепция вынужденной ротации Земли, в которой земные оболочки пронизаны фильтрационными течениями ротационного вихря. Модель вызвана к жизни новыми данными по динамике планетных оболочек, доставленными КА [1, 2]. Геодинамика и тектонофизика получают новое дыхание в парадигме неинерциальной, вынужденной ротации космических тел.

В каждой науке имеется фундаментальная проблема, от способа решения которой зависит парадигмальный облик этой науки, то есть метод постановки и решения частных задач. В геологии такой проблемой является покровная тектоника, за которой скрываются основные геологические процессы: от горообразования до нефтегазонакопления и рудогенеза. Проблема не получает теоретического решения по меньшей мере в течение полутора столетий. Застой обусловлен приверженностью геологов системе мира Ньютона, прогностический потенциал которой исчерпан.

В отечественной геологии феномен шарьяжных надвигов открыл в 1954 г. Мурат Камалетдинов на Южном Урале. В 1983 г. шарьяжное строение Урала было признано в геологической науке официально [3]. Покровная тектоника неоднократно описана в работах геологов Уфы по структурной геологии Урала. Согласно работам [3, 4], зона Уральского разлома сложена пакетом офиолитовых пластин и чешуй. В близповерхностной зоне офиолитовый комплекс смят в складки с крутыми надвигами и взбросами западного направления, амплитуда которых достигает километра. О характерном признаке тектоники Урала Т.Т. Казанцева [4] пишет: «Что же касается масштабности горизонтальных тектонических перемещений, то в настоящее время многокилометровыми амплитудами надвигания вряд ли можно удивить». В 1989 г. первооткрыватель угольных богатств Башкирии В.Л. Яхимович [6] на Всесоюзной научной сессии в Уфе обобщенно констатировала: «Полагаю, шарьяжную теорию можно поставить в один ряд с такими фундаментальными теориями, как клеточная теория в биологии и атомная теория в физике и химии».

Однако до теории всё ещё далеко. Шарьяжи поныне остаются тектоническим курьёзом, ибо ньютонова система мира не знает тангенциальных сил, которые способны осуществить обдукцию аллохтонных пластин толщиной в сотню метров на расстояния до сотни километров. В совре-

¹ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

менной геодинамике парадоксальным образом отсутствуют движущие силы, определившие основные геологические процессы: горообразование и скопление полезных ископаемых. Так, согласно Т.Т. Казанцевой, «каждая надвиговая структура представляет собой богатую нефтегазоносную зону протяжённостью в десятки и сотни километров» [4].

Сторонники гипотезы шарьяжей интуитивно приписали покровную тектонику действию некоего ротационного фактора. Теперь он известен. В системе мира Декарта течения ротационного эфирного вихря, проникающие в земную кору, создают тангенциальное поле сдвиговых напряжений, способных транслировать аллохтоны.

В тезисах LIV Тектонического совещания автором описан процесс складкообразования на океанском дне, формирующий подошвы энсиматических островных цепей. Складчатую неустойчивость океанской коры «метагенетически» наследуют материковые отложения морского происхождения, обычно флиш и олистостромы.

Своеобразие геодинамических процессов на Урале выражается в том, что Урал в основном сформирован движениями аллохтонов западного направления, тогда как на широте Урала преобладают течения вихря в восточном направлении [6]. Миграция барьерных рифов в западном направлении и Предуральский прогиб также говорят о надвиге Уральского орогена с востока.

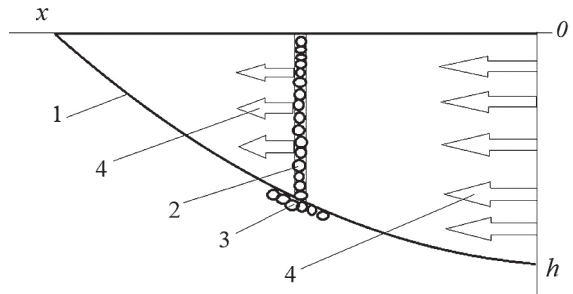
Урал не одинок в данной аномалии. В среднем направленные структуры земной коры соответствуют профилю напряжений, приведённому в [6]: средние широты смещаются на восток, высокие и низкие на запад. Однако некоторые структуры нарушают данное правило. Дифференциальный характер профиля течений порой проявляется антициклоническими движениями на средних широтах (примером служит тот же Урал) и циклоническими движениями на экваториальных широтах (Мальдивы, регионы Южно-Китайского моря и моря Сулавеси). При дифференцированном поле сдвиговых напряжений в земных оболочках повсеместно способны присутствовать напряжения циклонического или антициклонического характера. Таким образом, профиль течений, приведённый в работе [6], имеет ориентирующее значение.

Рассмотрим теперь динамику шарьяжей. В слоистых отложениях всегда найдётся граница с благоприятным соотношением сдвиговых сил и сил сопротивления. Будем моделировать движущийся слой отложений в виде стопы сложенных вертикальных слоёв с характерной толщиной $2R$ (рис. 1). В благоприятных условиях для отдельного слоя сила давления P потока эфирного ветра превышает силу трения качения:

$$P \geq \frac{\rho ghL2R}{2R} \lambda. \quad (1)$$

Рис. 1. Динамика трансляции пласта эфирным течением

1 – тектоническая граница; 2 – выделенный вертикальный слой в пласте; 3 – «ролики» качения выделенного слоя; 4 – эфирный ветер в толще пласта



Здесь ρ – плотность отложений, L – ширина пласта, h – высота пласта, R – радиус «роликов» качения в песке, λ – коэффициент трения качения. Для влажного песка $\lambda \sim 0.1$.

Давление P атмосферного ветра на парус (в нашем случае – на отдельный вертикальный слой рис. 1) определяют в паскалях по формуле

$$P = 0.12 \cdot 9.81 \cdot v^2. \quad (2)$$

Здесь v – скорость ветра. Формула применима и в случае эфирного фильтрационного течения, так как плотность эфира ($\sim 1 \text{ кг/м}^3$) примерно равна плотности воздуха. Сопоставим силы давления и сопротивления в типичном случае. При силе ветра 20 м/с, в слое отложений высотой $h = 30$ м и шириной $L = 100$ м, сила давления течений и дифференциальная сила трения качения близки ($\sim 10^6$ Н). К тому же для границы из зернистого материала, насыщенного влагой, характерна дилатансия, разжижение. Потеря прочности происходит в результате роста порового давления в насыщенном грунте при циклических напряжениях в отсутствие дренирования [7]. Вызывая в ходе движения слабые сейсмические колебания, пластина, влекаемая течением эфирного флюида, с их помощью облегчает себе путь.

Профиль тектонической границы на рис. 1 выбран с учётом результатов работы [3] (рис. 2) и многих других, в которых установлено, что профиль нижней границы шарьяжей свидетельствует об ослаблении движущих сил во фронтальной зоне аллохтона. Уменьшение высоты h транслируемого слоя обусловлено рассеянием энергии вихревых течений в ходе их фильтрации сквозь отложение. Согласно (2), давление пропорционально энергии течений. Рассеяние энергии при фильтрации описывают общепринятой формулой экстинкции

$$\ln E = \ln E_0 - kx,$$

согласно которой плотность энергии падает экспоненциально с расстоянием. Это и определяет характерный профиль шарьяжных стратиграфических границ на рис. 2. По мере фильтрации потока его давление падает,

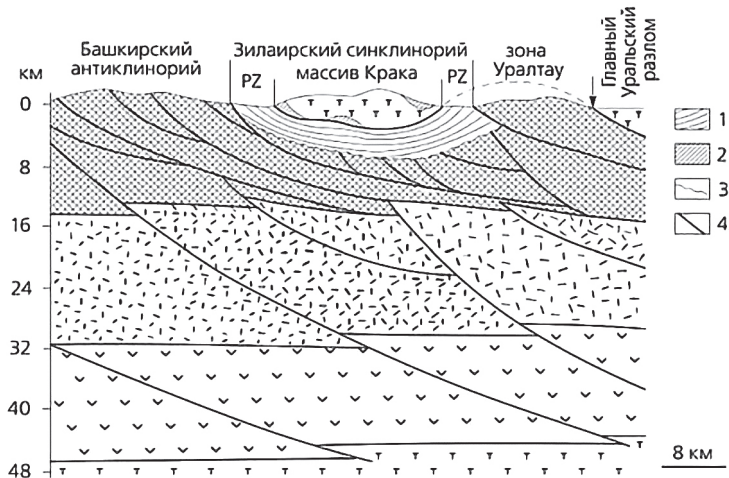


Рис. 2. Геологический разрез через массив Крака и зону Уралтау
 1 – палеозойские отложения; 2 – глыбы вулканогенно-осадочных пород в составе меланжа; 3 – стратиграфическая граница с размывом; 4 – границы шарьяжных пластин по [3]

поэтому толщина транслируемого аллохтона в фронтальной части сходит на нет.

В системе мира Декарта феномен шарьяжей получает естественное геодинамическое обоснование.

Литература

1. Hammel H.B., Rages K., Lockwood G.W., et al. The new measurements of the wind of Uranus // *Icarus*. 2001. V. 153. P. 229–235.
2. Dyudina U.A., Ingersoll A.P., Ewald I. P., et al. Dynamics of Saturn’s South Polar Vortex // *Science*. 2008. V. 319. N 5871. P. 1801–1803.
3. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука. 1983, 166 с.
4. Казанцева Т.Т. К проблеме нефтегазоносности магнитогорской синформы // *Геология и геофизика*. Бурение. 2021. Т. 19. №5. С. 6–19.
5. Яхимович В.Л. Новая шарьяжно-надвиговая теория // *Шарьярование и геологические процессы*. Уфа: УНЦ РАН. Отв. ред. М. А. Камалетдинов. 1992, с. 5–10.
6. Низовцев В.В. Единое поле сдвиговых напряжений в земных оболочках // *Проблемы тектоники континентов и океанов*. Материалы 51 тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2019. С. 80–83.

7. Соколов Н.С., Анисимов Р.Б. Недренированная деформация и разжижение песка под действием циклических нагрузок // Stud-Net. 2021. № 6. С. 129–154.

**А.М. Никишин¹, Е.И. Петров², К.Ф. Алёшина¹,
Е.А. Родина¹, В.Е. Вержбицкий³, Н.А. Малышев³,
В.Ю. Татаринов⁴, Дж.Р. Фоулджер⁵**

**Арктический океан:
новые геолого-геофизические данные и редакция
модели геологического строения и истории
формирования этого региона**

В последние годы получено много новых геолого-геофизических данных по геологическому строению района Арктического океана. Например, в рамках проекта стратиграфического бурения ПАО НК «Роснефть» пробурила скважины на шельфах Чукотского, Восточно-Сибирского, Лаптевых и Карского морей [1]. В ходе совместного проекта ПАО НК «Роснефть» и Роснедра также пробурены скважины в районе островов Де-Лонга (Восточно-Сибирское море, 2022 год) и в Баренцевом море (южнее Земли Франца Иосифа, 2023 год). По проекту Роснедра получен большой объем новых сейсмических профилей для района моря Лаптевых и Прилаптевоморской части Евразийского бассейна.

Нами в компьютерной системе создана единая цифровая база данных для района Арктического океана. Она включает: (1) основную часть сейсмических профилей России, большую часть сейсмических профилей Канады и часть сейсмических профилей США; (2) карты магнитных и гравитационных аномалий; (3) международную батиметрию; (4) геологическую карту; (5) данные по сейсмичности, скважинам и т.д. Наша база цифровых данных для Арктики позволяет проводить большие объемы

¹ МГУ, геологический факультет, Москва, Россия

² Федеральное агентство по недропользованию – РОСНЕДРА, Москва, Россия

³ ПАО НК «Роснефть», Москва, Россия

⁴ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

⁵ Университет Дарема, Департамент наук о Земле, Дарем, Великобритания

исследовательских работ. База данных была создана при поддержке МПР РФ и агентства Роснедра.

Общая модель геологического строения Арктического океана опубликована нами ранее [2]. Новые данные позволяют сделать редакцию этой модели:

1. В Прилаптевоморской части Евразийского бассейна спрединг океанической коры (или гипер-растяжение континентальной коры) закончился около 20 млн лет назад, т.е. в раннем миоцене. Осадки моложе 20 млн лет перекрывают весь хребет Гаккеля с его рифтовой долиной. Все новые данные показывают, что Енисей-Хатангский трансформный разлом, ранее выделявшийся рядом исследователей в северной части шельфа и в районе континентального склона моря Лаптевых, отсутствует. Новые данные позволяют пересмотреть геодинамическую историю Евразийского бассейна.

2. В зоне континентального склона между шельфом моря Лаптевых и Евразийским бассейном выделяются захороненные вулканические постройки, области вулканизма и интрузии, которые формировались в палеоцене перед расколом литосферы и началом спрединга в Евразийском бассейне.

3. При интерпретации канадских сейсмических данных в районе бассейна Стефансона выделены системы сбросов, которые по возрасту моложе комплекса с Seaward Dipping Reflectors (SDRs, в основном наклоненные в одну сторону вулканические комплексы) и моложе времени формирования Канадского бассейна. Вероятный возраст сбросов 80–66 млн лет (кампан–маастрихт). Выделение сбросов этого возраста указывает на особый период истории Американо-Северного бассейна. Вероятно, эта эпоха была связана с фазой рифтинга в море Баффина Северной Атлантики.

4. По результатам стратиграфического бурения подтверждено наличие Жоховско-Северо-Врангелевского краевого прогиба вдоль северной границы Новосибирско-Чукотского орогена. По предварительным палеонтологическим данным краевого прогиба заполнен осадками верхней юры – неокома.

5. С.Г. Сколотнев и др. [4] опубликовали новые данные по возрастам меловых магматических пород поднятия Менделеева. Мы провели синтез данных сейсморазведки и опробования горных пород и предложили обновленную модель строения коры поднятия Менделеева [3]. Поднятие Менделеева имеет континентальную кору и образовано системой полуграбенов с SDR сейсмическими комплексами, которые в основном, вероятно, представлены базальтами с возрастными около 110–100 млн лет, соответствующими альбу. На относительных поднятиях (горстах) имеется вулканический чехол с возрастом около 127–110 Ма (баррем–альб) и большое

количество интрузивных тел типа даек и силлов. Для поднятия типичен магматический андерплейтинг в основании коры.

6. На относительных поднятиях в Арктическом океане намечено много тел вероятных карбонатов с возрастными 56–45 млн лет (ранний–средний эоцен). Также выявлены вероятные современные области скопления газогидратов.

Нами предлагается следующая история формирования Арктического океана:

1. *195–133 млн лет.* Континентальный рифтинг в районе Канадского бассейна и сопряженных территорий. Ранние фазы верхоянской коллизионной орогении.

2. *133–125 млн лет.* Раскрытие Канадского бассейна в задуговой тектонической обстановке. Завершение формирования Жоховско-Северо-Врангелевского краевого прогиба и верхоянской коллизионной орогении.

3. *125–100 млн лет.* Растяжение и коллапс Верхояно-Чукотского орогена и синхронный магматизм. Стадия HALIP-1 – формирование трапповых плато; стадия HALIP-2 – формирование поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных относительно глубоководных бассейнов, сопровождавшееся синрифтовым магматизмом и формированием комплексов SDR.

4. *100–80 млн лет.* Стадия HALIP-3 – формирование крупных вулканов типа «Федотов» на поднятии Альфа-Менделеева.

5. *80–66 млн лет.* Внутриплитный рифтинг в районе бассейна Стефанссона (рифтовый пояс Север Спур), который не привел к разрыву литосферы.

6. *66–56 млн лет.* Континентальный рифтинг в области будущего Евразийского бассейна. Магматизм к северу от Гренландии и на севере моря Лаптевых.

7. *56–45 млн лет.* Начало спрединга океанической коры хребта Гаккеля. Начало юриканской орогении на севере Гренландии.

8. *45–20 млн лет.* Ульрамедленный спрединг хребта Гаккеля. Региональные транспрессионные и транстензионные процессы. Окончание юриканской орогении (около 34 млн лет).

9. *Около 20 млн лет.* Раскрытие глубоководного пролива Фрама. Остановка спрединга в Прилаптевоморской части хребта Гаккеля.

10. *20–0 млн лет.* Примерно современное геодинамическое развитие. Локальный внутриплитный магматизм.

Основные выводы

Основные структурные элементы Арктического океана формировались за 4 стадии: (1) 133–125 млн лет – формирование Канадского бассейна;

(2) 125–80 млн лет – формирование системы поднятия Альфа-Менделеев и сопряженных бассейнов типа Подводников, Макарова, Стефенсона и др.; (3) 80–66 млн лет – внутриплитный рифтинг в районе бассейна Стефансона, как попытка проникновения рифтовой системы залива Баффина в Арктический регион; (4) 66–0 млн лет – формирование Евразийского бассейна (от континентального рифтинга до спрединга океанической коры).

Вопрос о строении коры разных тектонических элементов Арктического океана остается открытым. Но новые данные показывают, что распространение в разной степени измененной континентальной коры оказывается широким, например, большая часть Американо-Евразийского бассейна подстилается континентальной корой.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект 22-27-00160)

Литература

1. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Колюбакин А.А., Комиссаров Д.К., Бородулин А.А., Обметко В.В., Болдырев М.Л., Попова А.Б., Данилкин С.М., Васильева И.С., Тимошенко Т.А., Ставицкая В.Н., Новиков С.С., Шеин В.А., Васильев В.Е., Александрова Г.Н., Гатовский Ю.А., Сулова А.А., Ступакова А.В., Никишин А.М., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В. Технологические аспекты и опыт стратиграфического бурения в морях российской Арктики // Геология нефти и газа, 2023 (в печати).

2. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фоулджер Дж., Глумов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Доронина М.С., Никишин, В.А. Сколотнев С.Г., Черных А.А. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. Труды Геологического института РАН. 2022. Вып. № 632. 156 с. DOI: 10.54896/00023272_2022_632_1

3. Никишин А.М., Сколотнев С.Г., Фоулджер Дж.Р., Родина Е.А., Алёшина К.Ф., Посаментьер Х.У., Черных А.А. Строение коры поднятия Менделеева в Арктическом океане: синтез данных сейсморазведки и опробования горных пород // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2023. № 6 (в печати).

4. *Skolotnev S.G., Fedonkin M.A., Korniychuk A.V.* New data on the age of magmatic rocks of the Alpha-Mendeleev Rise (Arctic Ocean): results of isotopic U/Pb dating of zircons // *Doklady Earth Sciences*, 2023. DOI: 10.1134/S1028334X23601736

Древовидная модель для определения влияния различных факторов кольцевых структур, разломов и линеаментов на обнаружение рудных месторождений полезных ископаемых (территория Республики Узбекистан)

Связь кольцевых, линеаментных структур и разломов с рудными месторождениями отмечена многими исследователями [1–5].

В результате дешифрирования космоснимков на территории Средней Азии установлена густая сеть кольцевых структур (КС), линеаментных структур и разломов (О.М. Борисов, А.К. Глух, 1982; А.К. Глух, 2000). КС, содержащие линейные объекты, даже несмотря на исчерпывающую качественную (дешифровочные признаки, особенности геологического строения структур, выраженность в слоистой структуре земной коры, взаимоотношение с другими структурами, морфоструктурный тип, предполагаемый генезис) и количественную информацию (радиус), остаются слабо информативными. Ввиду отсутствия исчерпывающих геолого-геофизических материалов сопоставление их с КС является проблематичной задачей. Одним из важных аспектов при рассмотрении кольцевых и линейных структур является их пространственное распределение, которое может быть выражена через плотность (количество структур, приходящихся на единицу площади, км/км²).

В настоящее время для оценки рудных месторождений применяются карты плотности разломов (Б.С. Нуртаев, О.Г. Цай, 2021, 2022), при построении которых используются инструменты ArcGIS.

В данной работе предлагается применение древовидных моделей для определения важности факторов кольцевых структур, разломов и узлов линеаментов с целью прогноза рудных месторождений (Ag, Au, Cu, Pb и W).

Источником информации являются карты (1) кольцевых структур, (2) размещения рудных месторождений (Ag, Au, Cu, Pb и W) по территории Узбекистана. В среде ArcGIS выполнено построение карт плотности КС, разломов и линеаментных узлов и определены 17 факторов.

Нами рассмотрены три древовидные модели: CHAID (автоматическое определение взаимодействия по критерию хи-квадрат), Exhaustive CHAID, CRT (дерево классификации и регрессии), подготовленные в SPSS (ин-

¹ Институт Геологии и геофизики, Ташкент, Узбекистан

струмент Classification Tree). Для входных зависимых переменных выбран набор данных, включающий информацию по размещению 227 рудных месторождений. В качестве независимых переменных использовалась информация по 17 факторам: плотность разломов (gridcode_Fault), кольцевых структур (gridcode_RS), узлов линеаментов (gridcode_Node_L), характеристики КС и центров КС: генетический (Gen_Type_RS и Gen_Type_Center_RS) и морфологический тип (Mor_Type_RS и Mor_Type_Center_RS), длина (L_RS и L_Center_RS), диаметр (D_RS и D_Center_RS), классификация КС по диаметру (Class_RS и Class_Center_RS), ближайшие расстояния: до центра КС (NEAR_DIST_Center_RS), КС (NEAR_DIST_RS), разлома (NEAR_DIST_Fault) и линеамента (NEAR_DIST_Lin).

Обсуждение результатов

В таблице 1 приводится информация о спецификациях, использованных для построения моделей CHAID, Exhaustive CHAID и CRT (настройки, применяемые для создания древовидной модели, переменные), и результатах (информация о количестве общих и конечных узлов, глубине дерева и независимых переменных, включенных в окончательную модель). Как видно из таблицы, из 17 независимых переменных в окончательную модель CHAID вошёл один фактор – плотность разломов (с уровнем значимости $\text{sig.} < 0,0001$), а в модель CRT – пять факторов (плотность разломов и КС, ближайшие расстояния до разлома и центра КС, морфологический тип КС). Остальные переменные не внесли существенного вклада в модель.

Древовидные диаграммы (рис. 1, а, б) представляют графические представления моделей, которые показывают, что плотность разломов является лучшим показателем для прогноза. Месторождения свинца встречаются, в основном, в пределах плотности разломов от 3 до 5, золота – от 6 до 9.

В таблице 2 приводится оценка риска, величина которой составляет 0.357. Она показывает, что категория, предсказанная моделью неверна в 35.7% случаев. Из таблицы 3 видно, что все модели правильно классифицирует примерно 64.3% месторождений, причем модели предсказывают месторождения золота в 87.1% случаях, а свинца – в 66.7%. По всем данным (227 месторождений) инструментом Classification Tree даны прогнозы по каждой модели.

На рис. 2 приводится нормализованная важность независимых переменных в модели CRT, которая подтверждает важность пяти факторов (в порядке убывания): плотность разломов, ближайшее расстояния до разлома, плотность КС, морфологический тип КС, ближайшее расстояния до центра КС.

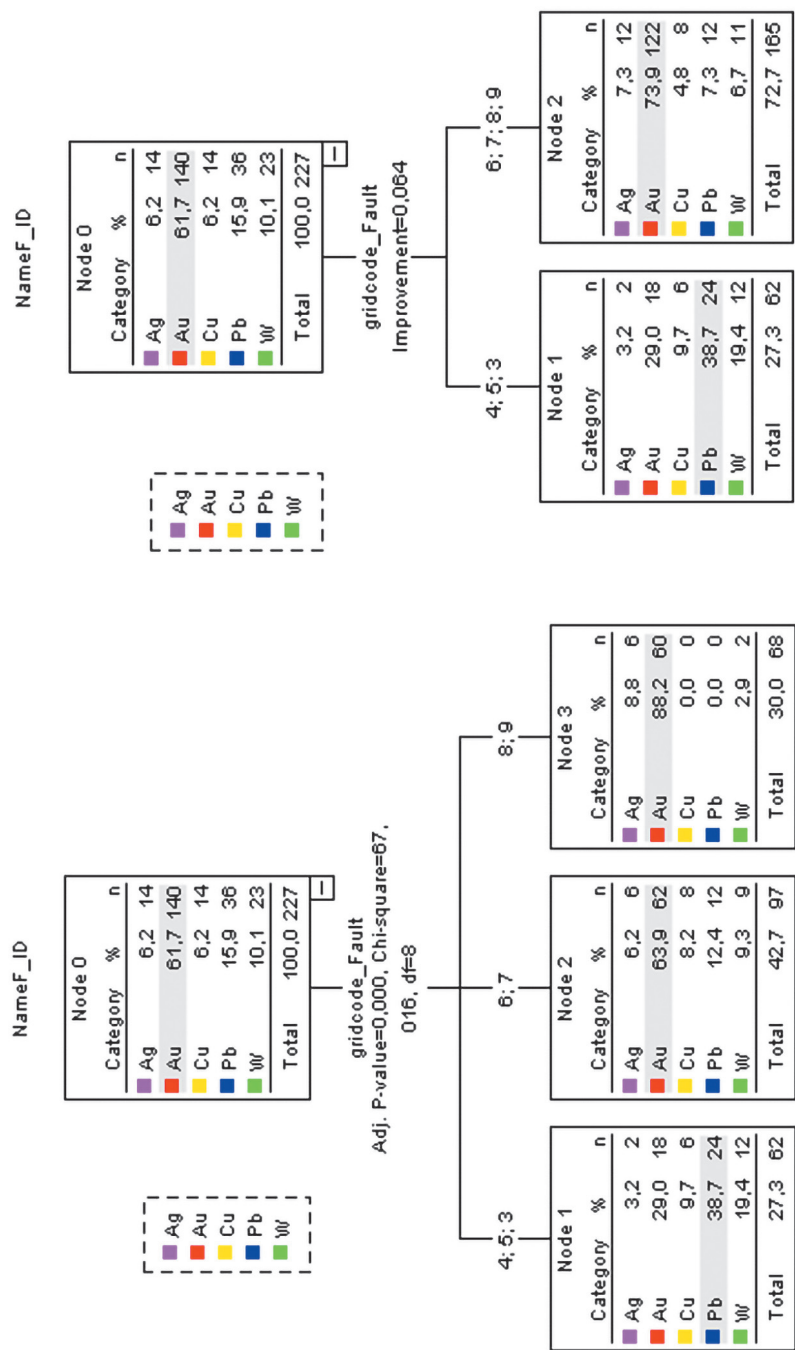


Рис. 1. Древовидные диаграммы.
а – модели CHAID, Exhaustive CHAID; б – модель CRT

Информация о спецификациях и результатах моделей

Specifications	Growing Method	CHAID, Exhaustive CHAID, CRT	
	Dependent Variable	NameF_ID	
	Independent Variables	gridcode_Fault, gridcode_Node_L, gridcode_RS, NEAR_DIST_RS, Gen_Type_RS, Gen_Type_RS_ID, Mor_Type_RS, L_RS, D_RS, Class_RS, Class_RS_ID, NEAR_DIST_Fault, NEAR_DIST_Lin, NEAR_DIST_Center_RS, Gen_Type_Center_RS, Mor_Type_Center_RS, L_Center_RS, D_Center_RS, Class_Center_RS	
	Validation	Cross Validation - 10	
		CHAID, Exhaustive CHAID	CRT
	Maximum Tree Depth	3	5
	Minimum Cases in Parent Node	100	100
	Minimum Cases in Child Node	50	50
Results	Independent Variables Included	gridcode_Fault	gridcode_Fault, gridcode_RS, NEAR_DIST_Fault, NEAR_DIST_Center_RS, Mor_Type_RS
	Number of Nodes	4	3
	Number of Terminal Nodes	3	2
	Depth	1	1

Оценка риска в моделях CRT и CHAID

Growing Method	CRT		CHAID	
Method	Estimate	Std. Error	Estimate	Std. Error
Resubstitution	0,357	0,03	0,357	0,03
Cross-Validation	0,392	0,03	0,401	0,03

Классификация

Observed	Predicted					
	Ag	Au	Cu	Pb	W	Percent Correct
Ag	0	12	0	2	0	0,00%
Au	0	122	0	18	0	87,10%
Cu	0	8	0	6	0	0,00%
Pb	0	12	0	24	0	66,70%
W	0	11	0	12	0	0,00%
Overall Percentage	0,00%	72,70%	0,00%	27,30%	0,00%	64,30%

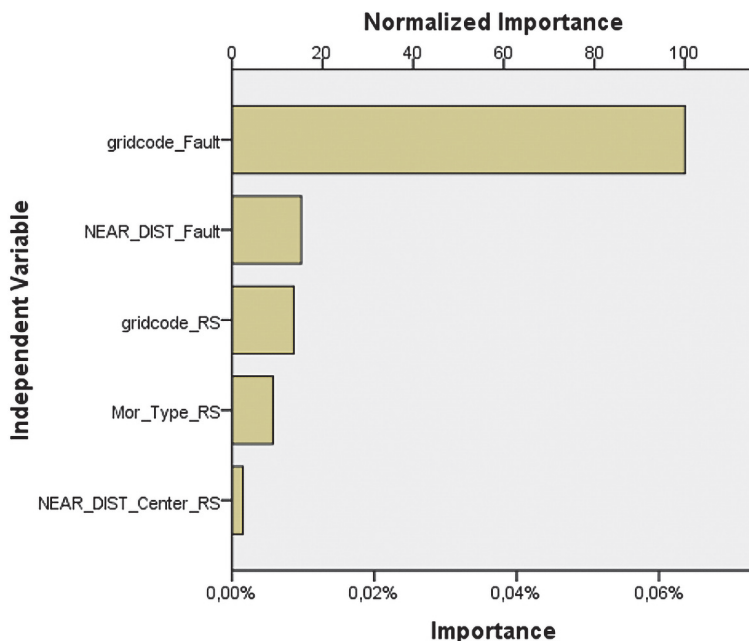


Рис. 2. Нормализованная важность независимых переменных в модели CRT

Таким образом, результаты данного исследования показали, что влияние факторов на обнаружение рудных месторождений может быть определено с помощью деревьев решений. Модели позволили определить важ-

ные факторы, выполнить прогноз и классификацию в виде древовидной структуры. Используя деревья классификации, были проанализированы пять типов месторождений (Ag, Au, Cu, Pb и W), среди которых Au и Pb обнаруживают тесные связи с плотностью разломов.

Литература

1. Белобородов М.А., Брюханов В.А., Коген В.С. и др. Космические методы прогнозирования и поисков полезных ископаемых // Обзор ВИЭМС Общая и регион. геология, геол. картирование. М., 1984.
2. Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 536 с.
3. Соловьев В.В. Морфоструктуры центрального типа в связи с некоторыми аспектами глобальной тектоники и металлогении // Металлогения и новая глобальная тектоника. М., 1973.
4. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа. Объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа территории СССР масштаба 1:10 000 000. ФГБУ ВСЕГЕИ. Л., 1978. 111 с.
5. Харченко В.М., Ланта Д.В. Комплексная концепция рудонефтегазогенеза (на примере Прикаспийского, Крымско-черноморского регионов и Арктики) // Наука. Инновации. Технологии. 2019. № 2. С. 23–44.

**А.Н. Обухов¹, Д.В. Роот¹, А.М. Кирсанов¹,
С.Л. Каламкаров¹, И.С. Солтан¹, А.Л. Петров¹**

Результаты геологического изучения северо-восточной окраины плато Путорана

Участок изучения расположен географически на северо-восточном краю плато Путорана и на северо-западной окраине Анабарского плато. В тектоническом отношении он захватывает северо-восток Курейской синеклизы и запад Анабарской антеклизы [3] и является ближайшим Енисей-Хатангскому региональному прогибу (ЕХРП) районом с хорошей геологической обнаженностью. Целью работы являлось изучение тектоники, геоморфологии, литологии и нефтегазоносности палеозойских

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия

отложений северной зоны Курейской синеклизы как аналога палеозойской части разреза бортовых зон ЕХРП.

В настоящее время прибортовые зоны Енисей-Хатангской и Анабаро-Хатангской нефтегазоносных областей (НГО) являются объектами планомерного федерального регионального изучения, а также нефтегазописковых работ недропользователей [1, 4]. Северо-восточная окраина плато Путорана (район озера Баселан и верховья реки Амбардах) дает пример древнего доюрского останцового рельефа для бортовых зон ЕХРП и Анабаро-Хатанги для комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.

Район плато Путорана в течение всей мезозойской истории был транзитной зоной сноса и поставщиком терригенного материала для Западно-Сибирского, Енисей-Хатангского и Анабаро-Ленского осадочных бассейнов. Особенно снос с Сибирской платформы проявился во время неокомского клиноформного события (региональный эпизод резкого погружения дна бассейнов на нескольких сотен метров). Неокомские клинофомы широкой и протяженной полосой обрамляют весь запад и север плато Путорана, четко показывая снос именно через эту территорию. Однако для преимущественно аркозовых песчаников трапповые долериты не могут быть основным петрофондом, то есть снос проходил через плато и, вероятнее всего, из дальних гранитных источников, как и для дельты Волги основной источник аркозов – Скандинавский щит. Для клиноформного неокомского комплекса Енисей-Хатангского прогиба основным был снос с кристаллического Анабарского массива. В южной зоне ЕХРП формировались Жданихинские клиноформы, а на северо-западе Пайяхские клиноформы, в которые мог быть дополнительный снос с гранитного Енисейского кряжа или даже с Алданского щита.

По результатам изучения озера Баселак и верховьев реки Амбардах (до г. Столовая, высота 881 м, в 5 км ниже устья р. Дюмок) прослежен весь доступный дотриасовый разрез этого района. Здесь уже существенно сокращены мощности пермских и средне-верхнекаменноугольных отложений (вплоть до полного выпадения их из разреза на севере горы Столовая). Девонские карбонатные отложения изучались детально в связи с поисками нефтематеринских пород и их мощности практически не меняются по сравнению с Ледянскими скважинами (около 200 м). При этом выяснилось, что девон обильно присутствует в виде обломков светлых известняков в основании первой террасы оз. Баселак и на всем протяжении Амбардах в речных отложениях. Выход его на реке Аякли (<http://magictaiga.com/images/ayakli/28.jpg>) в 17 км к северо-западу от оз. Баселак имеет отметку +375 м., а уровень озера составляет 597 м, что практически исключает возможность выходов девона на поверхность. Даже если предположить, что существует разлом в районе горы Баселак (1236 м), у

её подножья наличие выходов девона проблематично, поскольку верхний останцовый слой траппов имеет мощность более 210 м. Наличие некогерентного девона с фауной [3] объясняется важным явлением – изменением направления течения реки Амбардах. В четвертичное время р. Амбардах была правым притоком реки Аякли, впадающей в Енисей-Хатангский прогиб в районе Рассохинского вала. Изменение направлений течения рек связано с изостатическими поднятиями по периферии плато Путорана из-за значительного размыва траппов. По сравнению с нижней среднетриасовой толщей силлов они размываются существенно легче из-за наличия туфотерригенных прослоев и поэтому в плиоцен-четвертичное время окраины Путорана (в районе работ такое поднятие – это гора Баселак) начали подниматься, и реки, ранее пересекавшие поднятия Путорана, сейчас обратились вспять. Озеро Баселак стало типичным подпрудным озером с характерными для них катастрофическими прорывами. И зоны глубоких каньонов–долин с характерными перемычками–водоразделами обычны для всех рек Путорана. Плиоцен-четвертичная история размывов также свидетельствует, что плато Путорана в течение всего мезозоя не существовало как приподнятого плоскогорья. После раннетриасового вулканического события, образовавшееся в болотных низинах и озерах вулканическое поле было разбито в результате рифтогенеза. Этот внутриконтинентальный рифтинг обеспечил раздробленность вулканического поля (своеобразной единой вулкано-магматической формации Гавайского облика), а дрейф Таймыра и Урала определил формирование осадочных депрессий Колтогорско-Уренгойского и Енисей-Хатангского рифтов в течение средне-позднетриасового времени (T_{2-3} – тампейская серия Ямало-Гыданской синеклизы). Палеогеографически в это время существовали каньоны и прибрежные клифы только на бортах ЕХРП, но даже здесь конгломераты найдены только в Фадья-Кудинских грабенах на Восточном Таймыре. С учетом этих положений, геолого-геофизических материалов по всему региону и наблюдений геологических разрезов будут представлены палеогеографические карты по пермскому, триасовому и девонскому комплексам.

Будет подробно представлено уточненные модели палеогеографического и тектонического развития южного борта Енисей-Хатанского регионального прогиба с учетом геологического развития прилегающей части плато Путорана. Небольшие мощности (до 190 м), пестроцветность карбонатно-мергелистых пород девона, их повышенная сульфатность и загипсованность свидетельствуют о прибрежно-морском, лагунном осадконакоплении в условиях аридного климата. Карбонатно-мергелисто-ангидритовая толща подверглась значительным гипергенным изменениям и контактовому силловому метаморфизму. Результатом работ стало обоснование низкого нефтегазогенерационного потенциала девонских

отложений южной бортовой зоны ЕХРП вследствие незначительного содержания органического вещества (в среднем 0.12 и до 0.6% по пиролитическим исследованиям методом Rock-Eval). По текущему соотношению пиролизуемого и непиролизуемого углерода можно предположить, что начальные концентрации $C_{орг}$ в изученных образцах не превышали 0.5–0.6% на породу. Вместе в тем необходимо дальнейшее изучение нижнепалеозойского комплекса отложений, которые в Енисей-Хатанге перекрыты юрскими отложениями, а в Анабаро-Хатанге – пермскими толщами.

Получены примеры древнего останцового рельефа, которые хорошо распознаются на многих сейсмических профилях по краевым зонам Енисей-Хатангского регионального прогиба и особенно по его южному борту до Анабаро-Хатанги.

Литература

1. Букатова Е.М., Ужегова Ю.А., Погребнюк С.А., Федоров С.А., Вилесов А.П., Морозов Н.В., и др. Перспективы нефтегазоносности ордовикско-каменноугольных отложений слабоизученной зоны Западного Таймыра в условиях ограниченных данных // ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2022. Т. 7 (4). С. 28–39.

2. Вараксина И.В., Тимошина И.Д., Конторович А.Э., Тумашов И.В. Литология, органическая геохимия и перспективы нефтегазоносности северных районов Курейской синеклизы // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3-4. С. 572–585.

3. Липенков Г.В., Мащак М.С., Кириченко В.Т., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-47 – Хета. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 464 с.

4. Обухов А.Н., Кучеря М.С., Ухлова Г.Д. и др. Основные научные результаты федерального регионального изучения Енисей-Хатангского регионального прогиба в 2010–2020 гг. // Тез. Докл. «Новые Идеи в Геологии Нефти и Газа-2021. Новая реальность». МГУ имени М.В. Ломоносова. М.: Изд. «ПЕРО», 2021 С. 135–139.

Низкотемпературная термохронология по апатиту из форланда Южного Верхоянья

Один из широко применяемых методов низкотемпературной термохронологии — метод датирования апатита по трекам осколков деления урана. Метод позволяет определить время охлаждения пород до примерно 110 °С и, как следствие, время тектонического поднятия и эрозии в складчато-надвиговых областях. Для надвиговых пластин Южного Верхоянья ранее производилась оценка возраста деформаций и этапов надвигообразования в пределах Южно-Верхоянского сектора с помощью методов низкотемпературной термохронологии – трекового анализа циркона и апатита [1, 4]. Представленная работа существенно дополняет и уточняет предшествующие результаты и позволяет обобщить термическую историю форланда южного Верхоянья.

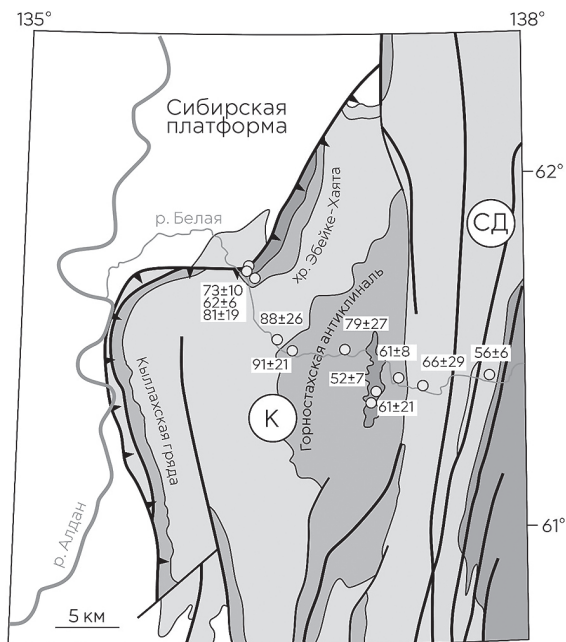
Район исследования охватывает Кыллахскую и Сетте-Дабанскую зоны Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [3]. Кыллахская зона прослеживается вдоль границы с Сибирской платформой и сложена рифейскими, вендскими, кембрийскими и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями. Сетте-Дабанская зона занимает осевое положение Южно-Верхоянского сектора и сложена преимущественно карбонатными отложениями венда, нижнего и среднего палеозоя. Осадочный чехол в пределах исследуемой зоны прорван дайками и силами основного состава, имеющими рифейский и палеозойский возраст. В данном исследовании было проанализировано 7 проб песчаников и 4 пробы долеритов, отобранных из коренных выходов пород по субширотному профилю, проходящему через ядро Горностахской антиклинали, а также через хребет Эбейке-Хаята.

Для подсчета треков в образцах, замера Drag и длин замкнутых треков была использована установка Autoscan (РЦ «РДМИ», СПбГУ) и компьютерная программа TrackWorks. Измерение концентраций урана в зернах производилось методом LA-ICP-MS в лаборатории Института Земной коры СО РАН (Иркутск) на масс-спектрометре Agilent 7900 с лазерной абляцией Analyte Excite 193nm [7]. Калибровка концентрации урана производилась с

¹ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия



Легенда










 ордовик-девон	 карбон-пермь
 венд-кембрий	 юра-мел
 средний-верхний рифей	 места отбора проб для трекового датирования
 нижний рифей	 краевой шов Сибирской платформы
 надвиги	

Рис. 1. Схематичная геологическая карта района исследования с результатами датирования по трекам осколков деления урана, по [3] с изменениями и дополнениями. Тектонические зоны: К – Кыллахская, СД – Сетте-Дабанская

использованием стекла NIST 612. При расчете трековых возрастов был рассчитан калибровочный коэффициент ζ путем анализа возрастного стандарта Durango. Термическая история моделировалась в программе HeFTy [5].

Полученные результаты трекового датирования апатита Южно-Верхоянского сектора позволяют оценить время поднятия исследуемой территории и охлаждения пород, слагающих её. Для проанализированных образцов были получены возрасты в интервале 52 ± 7 – 91 ± 21 .

Результаты представлены на рис. 1 и позволяют сделать следующие выводы:

1. Для нижнерифейских горизонтов хр. Эбейке-Хаята получен трековый возраст 62 ± 6 и 73 ± 10 млн лет, что указывает на то, что подъем пород

в приповерхностную зону (2–3 км) и эрозия происходили в данном возрастном диапазоне. Для образца среднерифейского песчаника хр. Эбейке-Хаята, а также образцов из фланга западного крыла Горностахской антиклинали были получены более древние возрасты (79 ± 27 , 81 ± 19 , 88 ± 26 и 91 ± 21 млн лет). Более древний возраст для этих образцов может быть обусловлен их низкой степенью прогрева, что подтверждается меньшей средней длиной замкнутых треков относительно остальных образцов. Вероятно, эти образцы претерпели длительное нахождение в верхней части зоны частичного отжига и не погружались ниже 110°C . Для образцов ядра Горностахской антиклинали и к востоку от него были получены возрасты 52 ± 7 , 61 ± 21 , 61 ± 8 , 66 ± 29 и 56 ± 6 . Учитывая факт значительного увеличения мощности осадочного разреза в восточном направлении [1, 3] и, как следствие, более позднее пересечение изотермы закрытия трековой системы восточными образцами, полученные результаты указывают на практически одновременное поднятие пород во временном промежутке 70–80 млн лет.

2. Согласно результатам термического моделирования, полученным по двум образцам из отложений хр. Эбейке-Хаята и ядра Горностахской антиклинали, эксгумация пород выше изотермы закрытия в апатите происходила в два обособленных этапа. Первый этап соответствует полученным трековым датировкам и отражает основной этап тектонического поднятия с последующей эрозией (70–80 млн лет). Второй этап эксгумации на t - T моделях ограничивается возрастным интервалом 10–15 млн лет и указывает на окончательную эксгумацию надвиговых пластин и формирование рельефа в данном регионе. На кайнозойское тектоническое событие в регионе указывает наличие конгломератовой толщи олигоценного возраста в Нижнеалданской впадине, расположенной севернее от Кыллахской тектонической зоны [2]. Кроме того, в исследовании истории эксгумации Кондерского массива на юго-востоке Алданского щита по данным U-Th-He датирования апатита было зафиксировано поднятие в неогене – четвертичном периоде [6], что приблизительно соответствует возрасту обсуждаемого этапа.

3. Амплитуда размыва пород в области хр. Эбейке-Хаята была оценена исходя из полученных в данной работе трековых возрастов. Во фронтальных частях структуры – хребте Эбейке-Хаята – геотермический градиент принят за 25°C . Таким образом, самый верхний образец из хр. Эбейке-Хаята при пересечении изотермы оказался в момент времени 81 млн лет на глубине ≈ 4.4 км.

Таким образом, в результате выполненного исследования было получено 11 новых трековых датировок образцов из южной части форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса. Для хр. Эбейке-Хаята в Кыллахской тектонической зоне термохронологические данные по апатиту

были получены впервые. Согласно полученным данным, в районе Горностахской антиклинали и хр. Эбейке-Хаята подъем надвиговых пластин в приповерхностную зону (2–3 км) и эрозия в результате надвигообразования происходили в возрастном диапазоне 70–80 млн лет практически одновременно, что совпадает с выделенным ранее этапом наиболее интенсивных деформаций [1]. Данный этап поднятия и эрозии является не продолжением эксгумации, зафиксированной в период 115–130 млн лет по результатам ZFT датирования в работе [1], а самостоятельным этапом, указывая таким образом на развитие надвигообразования в регионе в несколько этапов. Последний этап эксгумации (10–15 млн лет) послужил причиной окончательного вывода пород на поверхность. Подводя итог, поднятие пород в данном регионе происходило в три этапа: первый этап был зафиксирован в работе [1] в 115–130 млн лет, второй этап выведения пород в приповерхностную зону по результатам данной работы произошел в 70–80 млн лет, а окончательная эксгумация пород произошла 10–15 млн лет назад.

Литература

1. *Мальшев С.В., Худoley А.К., Гласмахер У.А., Казакова Г.Г., Калинин М.А.* Определение этапов формирования юго-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона // *Геотектоника*. 2018. С. 55–68.
2. *Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б.* Рельеф земной поверхности и история его формирования Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 12–32.
3. *Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В.* Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 156–198.
4. *Прокопьев А.В., Торо Х., Думитру Т.А., Миллер Э.Л., Хоуриган Дж.К.* История формирования надвиговых структур Южного Верхоянья (Восточная Якутия) на основе метода трекового датирования (АФТА) // *Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII Тектонического совещания*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 86–88.
5. *Ketcham R.A.* Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2005. V. 58, 1. P. 275–314.
6. *Sokolova L.A., Yakubovich O.V., Podolskaya M.M.* Reconstruction of the exhumation history of the Kondyour ridge based on the results of U-Th-He dating

of apatite // X International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference. 13–17 June 2022, Novosibirsk, Russia. Novosibirsk: IPC NSU, 2022. P. 126–127.

7. Woodhead J.D., Hellstrom J., Hergt J.M., Greig A., Maas R. Isotopic and elemental imaging of geological materials by laser ablation Inductively Coupled Plasma mass spectrometry // Journal of Geostandards and Geoanalytical Research. 2007. V. 31. P. 331–343.

И.С. Патина¹, М.П. Антипов¹, Ю.А. Волож¹, Н.П. Чамов¹

Сейсмостратиграфический анализ бассейнов закрытого типа на примере Кавказского–Каспийского региона

Основным методом палеогеографических реконструкций является анализ распространения и фациального состава осадков бассейнов прошлого. В большинстве случаев седиментационные условия бассейна оцениваются по сумме геологических и палеонтологических данных. Этот метод вполне эффективен для морских бассейнов открытого типа, глубины которых определяются эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Однако в некоторых случаях стандартные методы палеонтологического и литологического анализа малоинформативны и не предоставляют полных данных о глубине, базисе эрозии и режиме развития осадочного бассейна. Подобные сложности возникают при изучении бассейнов замкнутого «средиземноморского» типа. Такого рода бассейны возникают на фоне процесса рифтогенеза на платформах и начальной стадии открытия океанов, либо при их закрытии – на коллизионной стадии эволюции. Примерами являются бассейны Атлантики и Арктики на ранних стадиях их формирования, неопротерозойские авлакогены Восточно-Европейской платформы, палеозойские бассейны Прикаспия, Средиземное море, а также кайнозойские моря Паратетиса.

Независимо от сценария тектонического развития, рассматриваемые бассейны характеризуются отсутствием постоянной связи с Мировым океаном и собственным режимом колебаний уровня вод. Историю вариаций уровней вод в замкнутых бассейнах нельзя напрямую сопоставить не только с глобальной эвстатической кривой колебаний уровня моря, но и с

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

данными по другим замкнутым бассейнам. На время изоляции от мирового океана каждый замкнутый бассейн превращается в обособленную тектоно-седиментационную систему с уникальной историей развития. Отметим, что аналогичные проблемы наблюдаются в объектах различной геологической природы и масштаба, например, в мульдах, формирующихся в областях развития солянокупольной тектоники. Каждая мульда представляет собой изолированный бассейн с собственным балансом притока и испарения воды, а также базисом эрозии, что приводит к отсутствию возможности корреляции комплексов их заполнения.

Задача выявления общих закономерностей развития осадочных бассейнов с некоррелируемой историей развития может быть решена методами сейсмостратиграфической интерпретации данных сейсморазведки МОГТ. Сейсмостратиграфический анализ позволяет на значительные расстояния проследить как латеральные вариации структурного плана и профиля эрозионно-седиментационного равновесия, так и сейсмофациальные параметры элементов осадочного разреза. Он нацелен на картирование реальных геологических тел и предусматривает выявление и прослеживание в волновой картине сейсмических комплексов, которым соответствуют уверенно распознаваемые по фациальным признакам, минеральному и петрографическому составу литологические разновидности пород (пачки или толщи), детально изученные по данным бурения.

Методические подходы к сейсмостратиграфическому анализу во многом зависят от тектонического типа осадочных бассейнов [1–3]. Для Кавказского–Каспийского региона наиболее эффективным подходом для определения глубин палеобассейнов стало измерение высот седиментационных и эрозионных уступов и врезов, а также клиноформенных комплексов заполнения. В результате обозначился ряд общих закономерностей структуры и направленности развития «бассейнов эгоистов» – обособленных осадочных бассейнов.

Доминантным морфоструктурным элементом замкнутых бассейнов является тектонически активная глубоководная топодепрессия глубиной от 1000 до 2000 м. Со стороны платформы котловину ограничивают обширные плоские терригенные и карбонатные шельфы с глубинами от 50 до 500 м, осложненные погруженными террасами. В коллизионных областях со стороны орогена развиты узкие шельфы, переходящие в аккумулятивные аллювиальные и предгорные равнины.

Незначительные колебания уровня моря способствуют формированию шельфовых клиноформенных комплексов. Каждая клиноформа формируется в течение одного трансгрессивно-регрессивного эпизода, а разница высот между ее наиболее мелководной частью и верхней границей тракта низкого уровня соответствует амплитуде изменения относительного уровня моря [1].

При крупных регрессиях, амплитуда которых может достигать 1000 м, обширные территории мелководных шельфов осушаются, что приводит к формированию региональных поверхностей несогласий. Данные поверхности выявляются на сейсмических разрезах в виде неровной эрозионной границы, срезающей подстилающие горизонты. Они осложняются глубокими врезами рек, возникшими за счет смещения базиса эрозии к снижению уровня водоема питаемого бассейна. Структура подобных врезов во многом схожа со структурой подводных каньонов, формирующихся на шельфах и континентальных склонах: это протяженные V-образные долины с крутыми склонами, высота которых может достигать нескольких сотен метров. Принципиальное различие заключается в их продольном профиле: подводные каньоны могут формироваться на шельфе, но наиболее сильно врезаются в рельеф на бровках шельфов и континентальных склонах [4]. Эрозионные врезы рек, формировавшиеся в субаэральных условиях, также характеризуются углублением у перегиба склона в приустьевой части речного потока, однако не имеют продолжения на склоне. Подобный профиль эрозионно-седиментационного равновесия характерен именно для равнинных рек [5].

Переход в более глубоководную область шельфа характеризуется наличием эрозионного уступа, который маркирует максимально низкий уровень воды. Подобные уступы возникают в результате абразионной деятельности на границе суша–море во время падения уровня вод ниже бровки шельфа [3].

Далее в сторону глубоководного бассейна не наблюдается выраженных поверхностей несогласий, что объясняется непрерывностью процесса осадконакопления в этих областях. Однако, структура осадочной толщи здесь может быть нарушена олистромовыми фациями, образованными при оползании части осадков с эродированного склона.

Выявленные особенности эрозионно-седиментационных режимов замкнутых бассейнов важны как для достоверных палеогеографических реконструкций и при пересмотре существующих и разработке корреляционных стратиграфических схем, так и при планировании поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Источник финансирования. Тема исследования соответствует госзаданию ГИН РАН.

Литература

1. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож (ред.). М.: Научный мир, 2004. 516 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).
2. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. 2016. № 609. 233 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 609).

3. Антипов М.П., Волож Ю.А., Куандыков В.М., Патина И.С. Хафизов С.Ф. Реконструкции палеоглубин предмосковского и предкунгурского бассейнов Прикаспийской нефтегазоносной провинции / Под ред. Б.М. Куандыкова, Б.А. Ескожа, Н.Е. Каунатаева, Г.Е. Кулумбетовой. Особенности карбонатных пород и вопросы моделирования резервуаров. Труды КОНГ. 2022. Вып. 9. С. 156–164.

4. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Географический факультет МГУ, 2003. 355 с.

5. Shepard F.P. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence // AAPG Bulletin. 1981. V. 65. P. 1062–1077.

П.А. Патрикеев¹, А.В. Ахияров¹

Пермо-триасовый магматизм Сибирской платформы: сопутствующие геодинамические процессы и их влияние на нефтегазовые системы

Несмотря на огромное количество исследований, связанных с изучением механизма внедрения трапповых интрузий в осадочный чехол Сибирской платформы (в современных координатах), и их последующего влияния на нефтегазоперспективность, до сих пор не существует однозначного ответа на этот архиважный вопрос. Диапазон ответов колеблется от сугубо отрицательных, то есть, – отрицательный прогноз на наличие сколько бы то ни было значимых ресурсов углеводородов в пределах изучаемой территории, не говоря уже о запасах, до неоправданно завышенных положительных оценок. Разброс мнений не дает возможности провести объективную количественную оценку и выработать надежные поисковые критерии, что в значительной мере останавливает постановку региональных геологоразведочных работ на нефть и газ. Для того, чтобы подойти к решению этих вопросов необходимо разобраться с причинами возникновения такого глобального геологического явления, как пермо-триасовый магматизм Сибирской платформы. Если понять причины, то можно спрогнозировать следственные физические процессы, развивавшиеся в посткритический период, последовавший за внедрением магмы. Суперпозиция условно стационарных нефтегазовых процессов

¹ Федеральное Государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт», Москва, Россия

и инъекционного процесса позволит дать некоторое условно объективное представление о нефтегазоперспективности осадочного чехла как в эпицентре проявления магматизма, так и на периферийных территориях. Основной причиной возникновения пермо-триасового события на Сибирской платформе, некоторые исследователи, вслед за [1] считают воздействие суперплюма, возникшего на границе жидкого ядра и мантии, на весь вышележащий разрез. С точки зрения физики процесса и мы считаем, что данная геодинамическая модель возможна, но с точки зрения вероятностных процессов допущение такого события практически исключается. Данные о строении планета Земля, полученные к настоящему времени с большой степенью вероятности говорят о том, что её строение от центра до астеносферы более или менее однородно [2]. Следовательно, если допустить, что в Земле могут зарождаться суперплюмы подобные Сибирскому, то такое явление должно повторяться с некоторой регулярностью, по крайней мере в течение фанерозойского эона. Согласно общим положениям теории вероятностей, возникновение суперплюмов, аналогичных Сибирскому, должно быть систематичным явлением и повторяться на протяжении длительного геологического времени достаточно часто и разовым событием быть не может. Но мы видим, что катастрофических событий подобного масштаба в истории Земли больше не происходило. Таким образом, можно предположить, что событие было вызвано под воздействием каких-то внешних факторов, сугубо случайного характера. Следовательно, если допустить, что нагрузка на земную кору осуществлялась извне и продолжительность этого воздействия была скорее всего импульсная, а не продолжительная, как в случае с суперплюмом, то и физические процессы необходимо рассматривать с позиций твердого тела, а не ньютоновской жидкости. Отсюда мы приходим к разрешению извечного вопроса о механизме внедрения магматического материала в осадочный чехол – активного или пассивного. Так, одна группа геологов поддерживает гипотезу магморазрыва или активного внедрения магматического материала в межслойное пространство под воздействием огромных давлений. Другая группа специалистов считают, что внедрение происходило в ослабленные зоны осадочного чехла [3]. Надо понимать, что это вопрос не является чисто академическим, а имеет сугубо прикладное значение для поисков нефти и газа, так как решает одну из важнейших проблем, – проблему влияния траппов на структурный план вмещающих пород, миграцию углеводородов и последующее формирование (и перестроение) залежей. Если принять за основополагающую гипотезу воздействие на планету внешнего кратковременного импульса, то можно предположить, что векторное поле воздействовало как в вертикальной проекции, формируя вертикальные трещины по которым происходило поднятие магмы из астеносферы, так и существенную горизонтальную

составляющую, которая разуплотняла осадочный чехол по компетентным слоям, давая возможность магме проникать в горизонтальном направлении без существенных нагрузок. Таким образом, переток магмы с горизонта на горизонт по ослабленным зонам находит свое логическое объяснение и не противоречит основным постулатам гидродинамики.

Резюмируя вышесказанное, можно сделать краткие выводы:

1. Пермо-триасовый магматизм Сибирской платформы был связан с внешним импульсным воздействием, а не с плюмовым механизмом, что напрямую подтверждается постулатами теории вероятностей.

2. Внедрение магмы происходило по большому количеству вертикальных дислокаций с последующим растеканием по ослабленным горизонтальным областям осадочного чехла.

3. Трапповый магматизм, проявившийся в пермо-триасовое время с эпицентром на северо-западе Сибирской платформы, можно отнести к событиям планетарного масштаба. Следствием этого беспрецедентного явления, связанного с выбросом в атмосферу гигантских объемов твердых и газообразных продуктов, стало катастрофическое изменение климата, повлекшее к вымиранию и трансформации флоры и фауны планеты Земля. А также привело к значительной перестройке всей коровой субстанции региона, в том числе и осадочного чехла. Углеводородные месторождения, сформировавшиеся к концу пермского периода, соответственно, были частично разрушены или перестроены под воздействием продуктов интрузивного магматизма. Существующие нефтегазовые системы начали работать с поправкой на внедрение в осадочный чехол значительного объема трапповых интрузий, которые послужили катализатором для генерации новых скоплений углеводородов.

4. Осадочный чехол, под воздействием инъекционного магматизма был значительно трансформирован, следовательно, проведение геологоразведочных работ необходимо планировать с учетом влияния этого фактора на углеводородные системы.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604.

2. Сорохтин О.Г., Чилингар Дж.В., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее. М.–Ижевск: Ин-т компьютерных исследований, НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2010. 752 с.

3. Геология нефти и газа Сибирской платформы. А.С. Анциферов, В.Е. Бакин, И.П. Варламов и др. / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М.: Недра, 1981. 552 с.

Пологая субдукция в раннем докембрии: время, причины и особенности

Пологая, малоглубинная субдукция часто рассматривается как важная составляющая ранней тектоники плит. Считается, что именно такой стиль субдукции способствовал росту континентальной коры. Однако численные модели докембрийской субдукции обычно показывают глубокую субдукцию с большими углами погружения. Нами впервые рассматривается вопрос о разной кинетической задержке эклогитизации в слоях океанической коры – в сухих габброидах она значительно более существенная, чем в гидратированных базальтах [1]. Влияние этого эффекта на режим субдукции изучалось с помощью численного 2D-моделирования субдукции в зоне перехода океан–континент при разных потенциальных температурах мантии ($T_p = 1300\text{--}1575\text{ }^\circ\text{C}$, $\Delta T = T - T_{\text{совр}} = 0\text{--}275\text{ }^\circ\text{C}$), соответствующих времени от неороя до кайнозоя.

Метод

При петролого-термомеханическом моделировании использовался расчетный код Т.В. Гери [2], основанный на методе конечных разностей на недеформируемой разнесенной эйлеровой сетке с использованием метода лагранжевых маркеров в ячейке. В моделях заложена деформация среды под действием приложенных тектонических сил. При этом решаются уравнения сохранения момента, массы, и энергии в движущейся среде с учетом сил плавучести, связанных с тепловыми и химическими неоднородностями, тепловых эффектов адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Учитывается также влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление, миграция флюидов и расплавов и формирование континентальной коры. В моделях задается реалистичная вязкопластическая реология пород. Для описания литологической структуры модели используются маркеры. Деплетирование мантии рассчитывается в соответствии с параметризованными условиями частичного плавления перидотита [3, 4]. Задавалось линейное увеличение степени эклогитиза-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

² Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия

³ Швейцарский федеральный технологический институт, Отделение наук о Земле, Цюрих, Швейцария

ции в диапазоне температур 450–650 °С для базальтов и 600–800 °С – для габбро. Детальное описание метода приводится в работе [1].

Начальные условия модели

Моделировалась субдукция в зоне перехода океан–континент, в которой участвуют океаническая и континентальная литосферные плиты. Мощности коры, степень деплетирования и плотность мантии менялись в океанической плите в зависимости от потенциальных температур мантии. Континентальная кора задавалась мощностью 40 км, мощность континентальной литосферы варьировала от 80 до 150 км. В численных экспериментах задавались скорости конвергенции 2–10 см/год.

Результаты моделирования

Численное моделирование показывает [1], что повышение потенциальной температуры мантии и связанная с этим увеличенная толщина океанической коры и деплетированной (обедненной) мантии могут вызывать переход к режиму плоской и малоглубинной субдукции при $\Delta T = 150\text{--}275$ °С (что соответствует времени $\sim 1.7\text{--}3$ млрд лет), но только при учете замедленной эклогитизации габброидной коры по сравнению с базальтовой. В противном случае субдукция протекает в режиме крутого падения слэба до переходной зоны мантии. Современная субдукция, полученная в моделях при температурах мантии на $\Delta T = 0\text{--}125$ °С (< 0.9 млрд лет), в основном крутая, все слэбы доходят до переходной зоны мантии и движутся в ней.

В моделях докембрийской, пологой субдукции (рис. 1) в динамике слэба выделяется три последовательные повторяющиеся стадии: (1) загибание вниз передней, эклогитизированной части слэба, (2) субвертикальное опускание и отрыв слэба, (3) подъем оставшейся неэклогитизированной верхушки слэба и продолжение плоской субдукции. При этом наблюдается эпизодический кратковременный (1–4 млн лет) бимодальный магматизм, проявленный на удалении 400 и более км от желоба. Отмечается ограниченное образование гранитоидов ТТГ формации, связанное с частичным плавлением субдуцирующего базальтового слоя. При этом несколько парадоксально выглядит сокращение количества гранитоидов при наиболее высоких температурах мантии, при $\Delta T = 250\text{--}275$ °С. На основе этих данных можно заключить, что вклад пологой субдукции в образование континентальной коры на Земле не существен.

Модели с плоской субдукцией демонстрируют образование утолщенной и слоистой литосферной мантии под континентом, напоминающей по размерам и морфологии мантийные кили. Однако образование долгоживу-

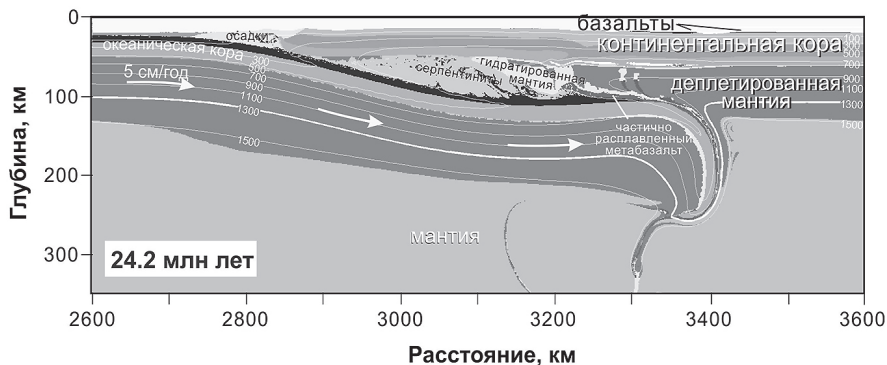


Рис. 1. Результаты моделирования пологой субдукции в зоне перехода океан–континент при движении океанической плиты в течение 24.2 млн. лет со скоростью 5 см/год и потенциальной температуре мантии $T_p = 1500\text{ }^\circ\text{C}$ ($\Delta T = 200\text{ }^\circ\text{C}$)

щих мантийных килей с помощью этого механизма затруднительно в виду отслаивания (peeling-off) постепенно эколгитизирующейся океанической коры и подстилающей мантии после завершения конвергенции.

Важной особенностью плоской субдукции является объемная гидратация мантийного клина, приводящая к образованию мощного серпентинитового слоя, который становится потенциальным источником флюидов при метаморфизме вышележащих пород континентальной коры. В целом же моделирование показывает, что по мере охлаждения Земли сокращается объем рециклинга океанической H_2O , захватываемой океанической корой (минералами) из океана, но увеличиваются масштабы ее рециклинга и хранения в минералах переходной зоны мантии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ грант № 23-77-00066 с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова и рабочей станции в ИЭМ РАН, Черноголовка.

Литература

1. Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Griffin W.L. Flat subduction in the Early Earth: The key role of discrete eclogitization kinetics // *Gondwana Research*. 2023. V. 119. P. 186–203.
2. 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 // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2003. V. 140. P. 293–318.

3. *Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W.L.* Depletion of the upper mantle by convergent tectonics in the Early Earth // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. 21489.

4. *Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W.L.* Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // *Nature*. 2020. V. 586. P. 395–401.

А.М. Петрищевский¹, Т.А. Емельянова²

Колебательный тектогенез на конвергентных границах литосферных плит (Восточная Азия)

По устоявшемуся мнению, главным тектоническим процессом на конвергентных границах литосферных плит является субдукция, к которой привязываются аккреция турбидитовых комплексов, складчатость, магматизм, тектонические покровы и металлогения. Субдукция, или пододвигание, нижней литосферы «активных» (аллохтонных) сегментов под автохтонные проявлена в распределениях скорости сейсмических волн и гипоцентров землетрясений. Рифтогенные процессы, выраженные линейными поясами осадочных бассейнов и сокращениями мощности земной коры, обычно рассматриваются отдельно от субдукционных, поскольку возраст рифтов всегда отстает от времени проявления субдукции [4].

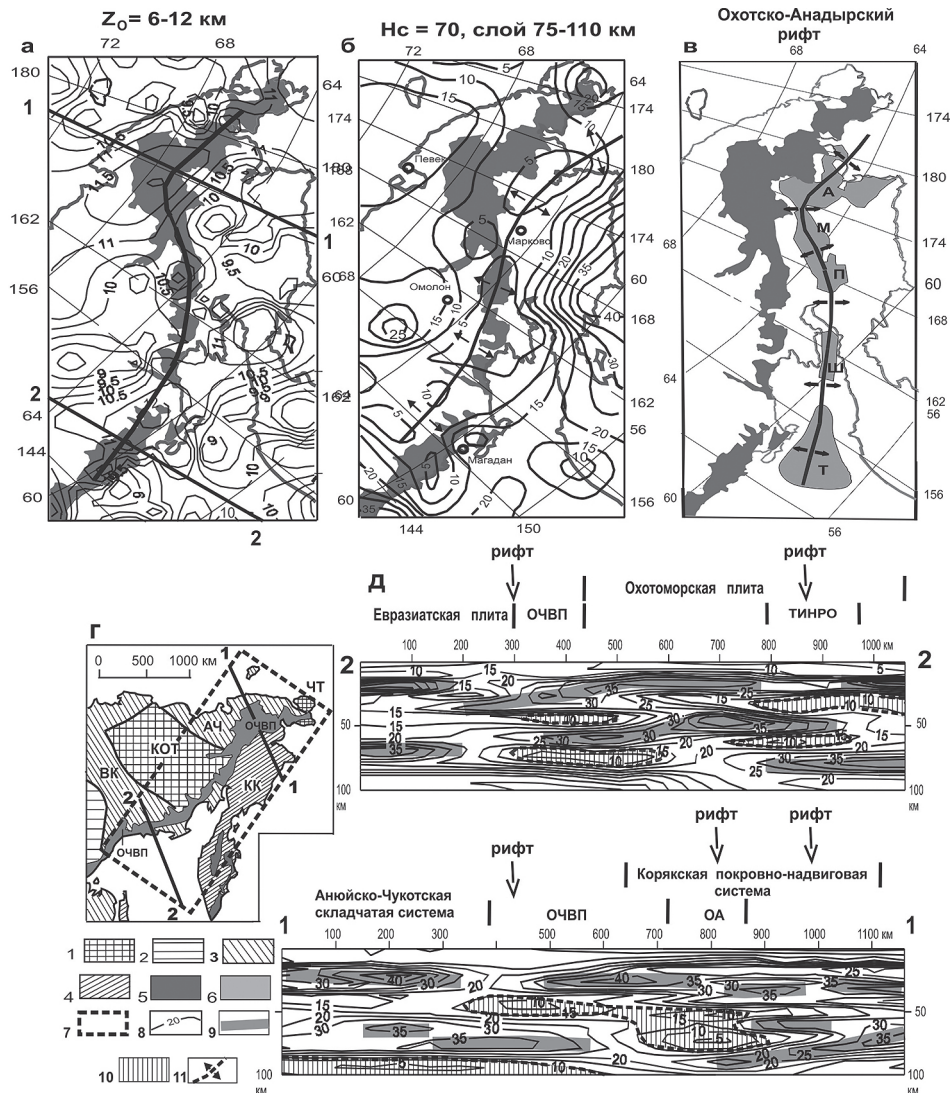
На основании тектонического анализа 3D реологических гравитационных моделей тектоносферы Северо-Востока России, Япономорского региона, Сихотэ-Алиня и Юго-Восточного Китая, сопоставляемых с существующими геолого-геофизическими данными, выявлены одинаковые следы тектонических процессов на границах литосферных сегментов, отражающие их направленно-колебательный характер. Следы субдукционных процессов проявлены в форме наклонных жестких тектонических пластин, отражаемых максимумами плотностной контрастности, и пододвинутых под континентальную окраину и островные дуги. Субдукция нижней литосферы повсеместно сопровождалась надвиганием (обдукцией) верхнекорового слоя на континентальную окраину. Следы рифтогенных процессов диагностировались по разрывам жестких коровых и литосферных пластин, в том числе – океанических субдуцирующих

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН

² Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН

слэбов. Разрывы совмещены со структурами растяжения–сдвига в приповерхностном слое земной коры.

В зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану (рис. 1) ясно проявлены следы двух главных рифтогенных процессов, чередующихся во времени с охотоморской на юге (K_2) и тихоокеанской на севере ($Pg-Q$) субдукциями литосферных плит. Охотоморская двухъярусная субдукция проявлена пододвиганием коровой и подкоровой мантии под Охотско-



Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) (разрез 2-2 на рис. 1), а тихоокеанская – пододвиганием литосферного океанического слэба под Корякскую покровно-складчатую систему (разрез 1-1 на рис. 1). В плане тихоокеанская субдукция выражена максимумом плотностной контрастности, увеличивающимся по направлению к Тихоокеанской плите (рис. 1, в).

В распределениях плотностной контрастности ОЧВП, являющийся границей континентальной и субокеанической коры, характеризуется типичными чертами рифтогенных структур: верхний слой земной коры прогнут (рис. 1, а), а нижний выгнут [2] относительно земной поверхности. Астеносфера в основании ОЧВП отображается минимумом плотностной контрастности и приближена до глубины 70 км (рис. 1, б).

Охотско-Анадырский рифт (ОА) (рис. 1, в) смещен на 200 км к востоку от ОЧВП и выражен цепочкой кайнозойских (Pg–N) осадочных бассейнов. Он сопровождается разрывами коровой и нижней литосферной жестких пластин в основании Корякской надвиговой системы (разрез 1-1 на рис. 1). Так же как под ОЧВП, под Охотско-Анадырским рифтом залегает слой пониженной вязкости линзовидной формы.

В гравитационных реологических моделях, сопоставляемых с известными геолого-геофизическими данными, проявлена следующая схема эволюция процессов субдукции, сжатия и растяжения в этом районе переходной зоны континент–океан: меловая субдукция Тихоокеанской плиты под континент, сопровождаемая сжатием и утолщением коры → позднемеловой откат субдуцирующих слэбов, обусловивший растяжение и образование в ее зоне рифтогенного ОЧВП (рис. 1, а) → кратковременное возобновление субдукции в начале палеогена с частичным проникнове-

Рис. 1. Распределения центров плотностных неоднородностей (а–б) и плотностной контрастности (в, д) с обзорной схемой тектонических структур Северо-Восточной Азии (г)

1 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 2 – чехол Северо-Азиатского кратона; 3, 4 – складчатые системы мезозойские (3) и кайнозойские (4); 5 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 6 – кайнозойские осадочные бассейны в зоне Охотско-Анадырского рифта; 7 – контур гравитационной модели (а–б); 8 – изолинии глубин залегания центров плотностных неоднородностей (км) на схеме «а» и плотностной контрастности (1 ед. = 10^2 кг/м²/км) на схеме «б»; 9 – жесткие пластины в разрезах; 10 – зоны пониженной вязкости в разрезах; 11 – оси зон растяжения. Обозначения тектонических структур: складчатые системы: ВК – Верхояно-Колымская, АЧ – Анойско-Чукотская, КК – Корякско-Камчатская; ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс; ОА – Охотско-Анадырский рифт; осадочные бассейны: Т – ТИНРО, Ш – Шелихова, П – Пенжинская, М – Марковская, А – Анадырская. Нс – глубина среза 3D модели плотностной контрастности

нием жестких пластин в зону ОЧВП (рис. 1, д) → образование структур растяжения второго порядка на меловой границе континента (Татарский и Северо-Охотский рифты) → формирование Охотско-Анадырской зоны растяжения, сопровождавшейся образованием цепи кайнозойских наложенных впадин (рис. 1, в) и Дерюгинского рифта → кайнозойская субдукция Тихоокеанской плиты под Камчатскую композитную островную дугу → неоген-олигоценый рифтогенез в Центральной Камчатке и на западной границе Тихоокеанской плиты, обусловивший образование Центрально-Камчатского вулканического пояса и Южно-Охотского рифта → четвертичная (современная) субдукция Тихоокеанской плиты, сопровождаемая интенсивной сейсмичностью.

На крайнем Северо-Востоке Азии (рис. 2) в разрезах 3D реологической гравитационной модели ясно проявлена субдукция Северо-Американской плиты (САП) под Колымо-Омолонский супертеррейн (КОТ) и это зна-

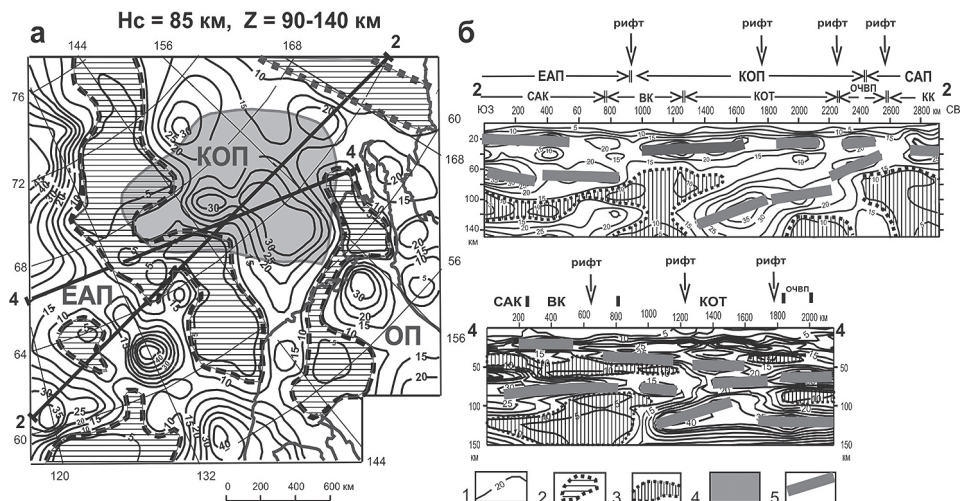


Рис. 2. Плотностная контрастность в плане (а) и разрезах (б) тектоносферы в зоне сочленения Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном

1 – изолинии плотностной контрастности; 2–3 – зоны пониженной вязкости в плане (3) и разрезах (4); 4 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 5 – жесткие пластины в ращрезах. Обозначения структур: плиты: ЕАП – Евразийская, САП – Северо-Американская, КОП – Колымо-Омолонская, ОП – Охотоморская; САК – Северо-Азтатский кратон; ВК – Верхояно-Колымская складчато-надвиговая система, КОТ – Колымо-Омолонский супертеррейн, КК – Корьякско-Камчатская покровно-надвиговая система, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс

чит, что литосфера КОТ была жесткой до начала субдукции. Субдуцирующий слэб изменяет свое положение в пространстве по мере погружения в мантию, и эти смещения сопровождаются разрывами нижнего слоя земной коры, что характерно для рифтогенных структур. Субдукция нижней литосферы САП и процессы растяжения носили колебательный характер: усиления субдукции сопровождались аккрецией приповерхностных турбидитовых комплексов и формированием складчатых структур (Иньяли-Дебинской, Илинь-Тасской, Олойской, Березовской), а периоды растяжений – образованием рифтогенных структур (Момский рифт), офиолитовых и андезито-базальтовых поясов (Южно-Анжуйского, Алазейского) в раздвиговых зонах [5].

Прерывисто-направленное проявление рифтогенных процессов наблюдается и в других районах Восточной Азии: в Япономорском регионе [3], Восточно-Китайском море [6] и Забайкалье [1]. Возраст рифтов повсеместно омолаживается в направлении от автохонных сегментов к аллохтонным.

Литература

1. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: изд-во «Гео», 2009. 164 с.
2. Петрищевский А.М. Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера. 2007. № 1. С. 46–64.
3. Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Емельянова Т.А., Васильева М.А., Ли Н.С. Строение, реология, петрология и геодинамика тектоносферы Японского моря // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 116–131.
4. Петрищевский А.М., Емельянова Т.А., Изосов Л.А. О возрастных взаимоотношениях рифтогенеза, субдукции и плюмовых процессов на северо-восточной окраине Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. 52. С. 22–45.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.
6. Yang C., Han D., Yang C., Yang Y., Sun J., Yu F. Mesozoic basin evolution of the East China Sea Shelf and tectonic system transition in Southeast China // Geological Journal. 2020. V. 55. P. 239–252.

Нижекаменноугольные базальт-терригенные прогибы на восточном склоне Среднего и Северного Урала: вероятные условия формирования

Нижекаменноугольные терригенные толщи распространены на восточном склоне Среднего и Северного Урала в составе Тагильской и Восточно-Уральской структурно-формационных мегазон (рис. 1), где слагают узкие (до 10 км), тектонически фрагментированные прогибы протяженностью до нескольких десятков километров. В некоторых структурах присутствуют вулканиты (базальты на Северном Урале, базальты и риолиты на Среднем), прослой известняков и каменного угля: обнаруживается пространственная связь терригенных прогибов с крупными разрывными нарушениями (рис. 1). Можно выделить 3 структурные позиции размещения нижекаменноугольных терригенных последовательностей: в осевой части Сосьвинско-Лозьвинского грабена [3] в пределах Тагильской мегазоны (I на рис. 1), и в зонах региональных разломов Восточно-Уральской мегазоны: Мурзинского (II на рис. 1) и Мелкозеровского (III на рис. 1).

Каменноугольная депрессия в составе Тагильской мегазоны выполнена турнейскими *косьинской* свитой, *апсинской* толщей и *медногорской* свитой, а также верхнетурнейско-нижневизейской *песчано-известняковой* толщей. В составе перечисленных стратонов известны граувакковые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, базальты, реже андезибазальты, их туфы и лавокластиты, известняки, конгломераты, песчаники. На разных горизонтах отмечаются прослой каменного угля; в верхней части разреза вулканиты отсутствуют. Восточная часть впадины перекрыта мезозойско-кайнозойскими толщами.

В зоне Мурзинского разлома (II на рис. 1) картируются линзовидные и треугольные в плане тектонические блоки и пластины, сложенные визейской *арамильской* свитой [1]. В состав свиты входят песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, сланцы кремнистые, углисто-кремнистые, глинистые, яшмоиды, известняки. Перечисленные осадки образуют ритмично-слоистую толщу, выполняющую грабенообразные депрессии. В зоне Мелкозеровского разлома и восточнее последнего (III на рис. 1) распространены тектонические пластины, в состав которых входят визейские песчаники, алевропелиты, часто углеродистые, углистые аргиллиты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты, их туфы и тефроиды, туффиты,

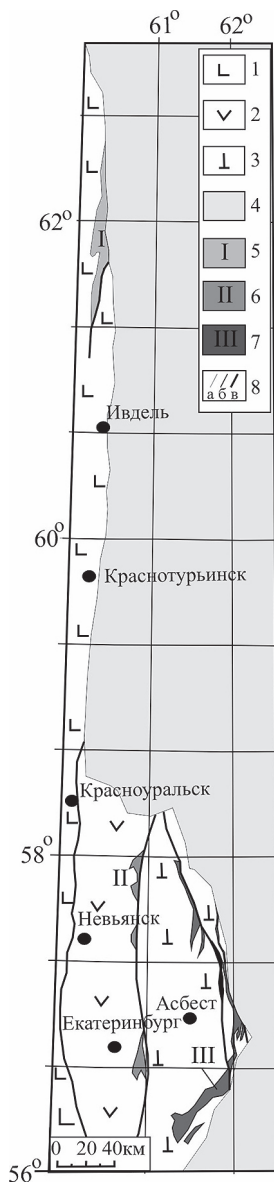
¹ Институт Геологии и Геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

туфопесчаники, туфоконгломераты, известняки *бекленищевской* свиты. Еще восточнее, вблизи мезозойско-кайнозойского осадочного покрова и под ним, известны *каменная*, *егоршинская* и *бурсунская* свиты турнейско-визейского возраста, слагающие сложно построенные пакеты пластин. В их состав входят песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, пласты каменного угля.

Базальты косьинской и медногорской свит, распространенные на Северном Урале, имеют нормальную щелочность, для них характерны неравномерные содержания титана (TiO_2 1.17–2.59%, в среднем 1.68%), а также алюминия (Al_2O_3 14.30–17.70%, в среднем 16.69%), магния (MgO 3.65–7.19%, в среднем 5.41%) и калия (K_2O 0.42–2.12%, в среднем 0.95%). Содержания суммы редких земель (РЗЭ) в этих породах колеблются от 61.30 до 121.62 г/т (в среднем 96.02 г/т), среднее отношение сумм легких РЗЭ к сумме тяжелых (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) = 4.43 (3.24–6.97). Отношение Ni/Co = 3.2, среднее содержание Zr составляет 222.25 г/т (132–331 г/т), Nb – 4.68 г/т

Рис. 1. Схема геологического строения восточного склона Среднего и Северного Урала.

1 – ордовикско-девонские островодужные вулканогенные, осадочные и интрузивные комплексы Тагильской мегазоны; *2, 3* – Восточно-Уральская мегазона (коллаж тектонических пластин и блоков докембрийских (?) и палеозойских вулканогенных, осадочных, интрузивных и метаморфических комплексов): *2* – Верхотурско-Новооренбургская структурно-формационная зона (СФЗ), *3* – Алапаевско-Адамовская СФЗ; *4* – мезозойско-кайнозойский чехол эпигерцинской Западно-Сибирской платформы; *5–7* – проявления нижнекаменноугольной базальт-терригенной и терригенной формаций: *5* – косьинская свита, апсинская толща, медногорская свита и песчано-известняковая толща, *6* – арамилская толща, *7* – бекленищевская свита; *8* – геологические (*а*), тектонические (*б*) границы и крупные разрывные нарушения (*в*). Структурно-формационное районирование по [2]



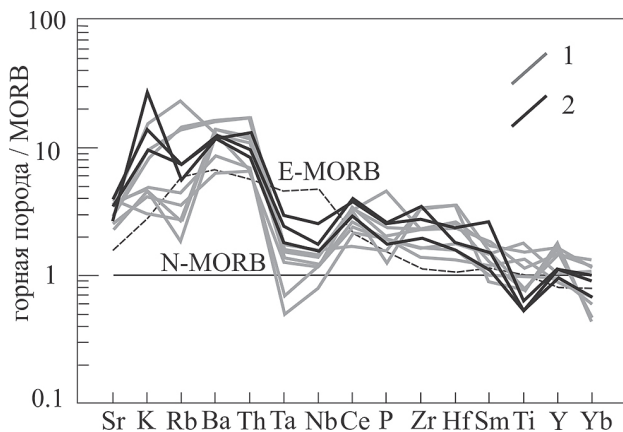


Рис. 2. Спайдер-диаграмма для нижнекаменноугольных вулканитов восточного склона Северного (1) и Среднего (2) Урала. Эталонные составы MORB (N-MORB) и E-MORB по [4]

(2.81–5.98 г/т). Спайдер-диаграммы (рис. 2) вулканитов демонстрируют обогащение элементами с большим ионным радиусом, негативные аномалии Ta и Nb и содержания высокочargedных элементов, близкие к эталону E-MORB, или превышающие его. Базальты бекленищевской свиты Среднего Урала имеют сходные составы, отличаясь несколько большими содержаниями Ta и Nb и низкими – Ti, Y и Yb (рис. 2).

Геохимические особенности нижнекаменноугольных вулканитов могут быть интерпретированы, как признаки смешивания в их составе вещества деплетированной верхней мантии, переработанной субдукционными флюидами, и вещества из «обогащенного» глубинного мантийного источника. Такая интерпретация не противоречит представлениям о формировании вулканогенных пород в структурах растяжения в тылу активной континентальной окраины. Особенности форм и ориентировки вулканогенно-терригенных впадин, приуроченность последних к региональным разломам (рис. 1), могут свидетельствовать об образовании в обстановке трансенсии в сдвиговых системах.

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41–Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.

2. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб: ФГУП ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.

3. *Петров Г.А., Маслов А.В.* Сосьвинско-Лозьвинский грабен – структура растяжения в тылу активной континентальной окраины на восточном склоне Северного Урала // Докл. РАН, 2023. Т. 511. № 1. С. 12–18.

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

**А.Л. Пискарев^{1,2}, А.А. Киреев¹, Е.С. Овсянникова^{1,2},
А.А. Савин^{1,2}, О.Е. Смирнов¹**

Строение хребта Гаккеля и его рифтовой долины

В рамках доминирующей парадигмы весь Евразийский бассейн представляет собой новообразованный океан, кора которого образуется вдоль хребта Гаккеля, постоянно раздвигая и расширяя пространство между частями ранее единого континентального массива: Баренцево-Карского шельфа и хребта Ломоносова. Однако под давлением новых наблюдений многие исследователи вынуждены корректировать события, признавая процесс формирования Евразийского бассейна не таким простым и очевидным [1–4].

Основанием для проведения нашего исследования послужили материалы выполненных в Евразийском бассейне в 2011–2020 гг. сейсмических работ, материалы, полученные в 2019–2020 гг. при пересечении хребта Гаккеля с сейсмоакустическим оборудованием и профилографом, обновленные во ВНИИОкеангеология базы данных гравитационных и магнитных аномалий, сведенные в цифровую модель с ячейкой 2×2 км, модельные расчеты строения земной коры с использованием комплекса геолого-геофизических данных и расчеты намагниченности пород хребта Гаккеля по ряду пересекающих хребет профилей.

На основе вновь составленной во ВНИИОкеангеология базы батиметрических данных, дополняющих мировую базу данных ИВСАО-4, появилась возможность построения детальной карты уклонов морского

¹ ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

² Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

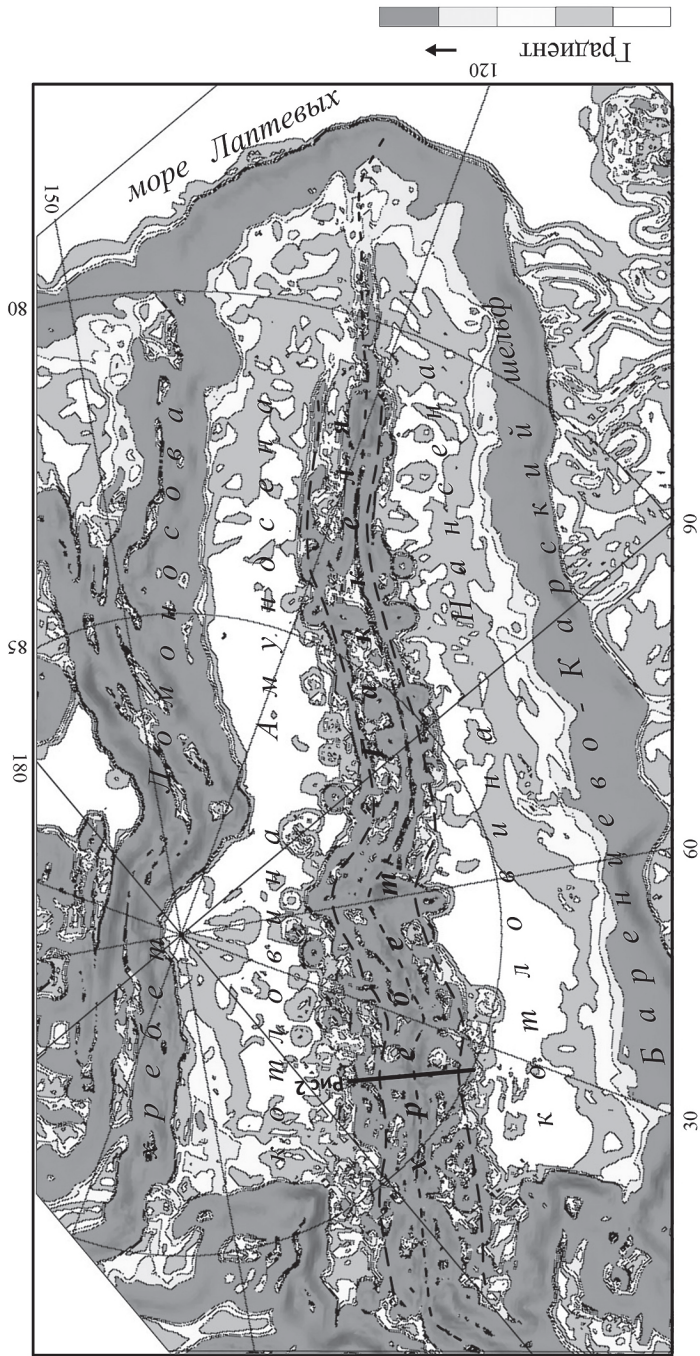


Рис. 1. Схематическая карта уклонов морского дна Евразийского бассейна. Пунктирная линия – рифтовая долина хребта Гаккеля, маркирующая сейсмоактивную зону границы плит. Две другие пунктирные линии – границы хребта Гаккеля, выраженные как в рельефе морского дна, так и в рельефе кристаллического фундамента. Толстая линия – профиль, рис. 2

дна Евразийского бассейна, размер окна сглаживания рельефа при построении карты составил 2.5 км. Новые данные вкуче с результатами сейсмических исследований 2011–2020 гг. позволили более полно выявить особенности морфологии различных участков хребта и его рифтовой долины (рис. 1).

Карта уклонов морского дна Евразийского бассейна (рис. 1) наглядно отображает положение в рельефе границ хребта Гаккеля и изменение характера рельефа и рифтовой долины хребта на всем его протяжении. Отчетливо видно подразделение хребта Гаккеля на три различных сегмента, резко различающихся по строению и, очевидно, и по истории формирования. Западная часть представляет собой классическую симметричную структуру медленно-спредингового срединно-океанического хребта.

В западной части, западнее 75° в.д., ширина хребта составляет 180–210 км. Рифтовая долина проходит примерно посередине хребта Гаккеля. Рельеф хребта выглядит сильно расчлененным. В глубокой, с врезом более 1.5 км, рифтовой долине осадки отсутствуют, а осадочные толщи мощностью в первые десятки метров появляются лишь на значительном удалении от рифтовой долины.

Восточнее 75° в.д. рифтовая долина смещена к юго-западной окраине хребта. Площадь дна океана с пологими склонами увеличивается, занимая более половины всей площади этого сегмента хребта Гаккеля, ширина которого колеблется в пределах 105–130 км. Глубина вреза рифтовой долины находится в диапазоне 0.5–1.0 км, а наличие осадочных толщ мощностью более 70 метров зафиксировано на различных участках профилей, включая и рифтовую долину.

Резкое изменение характера рифтовой долины до грабена глубиной несколько сотен метров происходит южнее гигантской кальдеры, расположенной на продолжении хребта Гаккеля. Грабен продолжается до границы шельфа моря Лаптевых. Образование грабена инициировано, вероятно, плиоценовым супервулканом [5].

Данные моделирования показывают, что в регионе, включающем северо-западную часть моря Лаптевых и юго-восточную часть Евразийского бассейна, формирование фундамента и синрифтовое осадконакопление началось, вероятнее всего, в позднеюрское время.

В рифтовой долине западной, пригренландской, части хребта Гаккеля драгированием установлены значительные участки хребта, где отсутствуют базальты и преобладают исключительно мантийные перидотиты.

Для оценки возможного распространения не только базальтов, но и пород нижних слоев океанической коры и мантии, выполнены расчеты намагниченности пород, слагающих верхнюю часть фундамента, на профиле в западном сегменте хребта Гаккеля, где были получены надежные данные о рельефе поверхности фундамента.

Представительные данные о магнитных свойствах базальтов океанического дна об этих параметрах впервые появились с развитием работ по проекту глубоководного бурения (Deep Sea Drilling Project, DSDP). Было установлено, что естественная остаточная намагниченность базальтов, играющая главную роль в эффективной намагниченности океанических базальтов, для базальтов эпохи Брунес (моложе 780 тыс. лет) имеет среднее значение 7.6 А/м, а затем быстро уменьшается с возрастом, падая до 4 А/м в базальтах с возрастом 5 млн лет и до 2.3 А/м в базальтах миоценового возраста. В базальтах дна океанов более древнего возраста намагниченность вновь растет до 4–5 А/м. Главная причина таких изменений – однофазное окисление титаномагнетита, превращение его в титаномаггемит [6, 7].

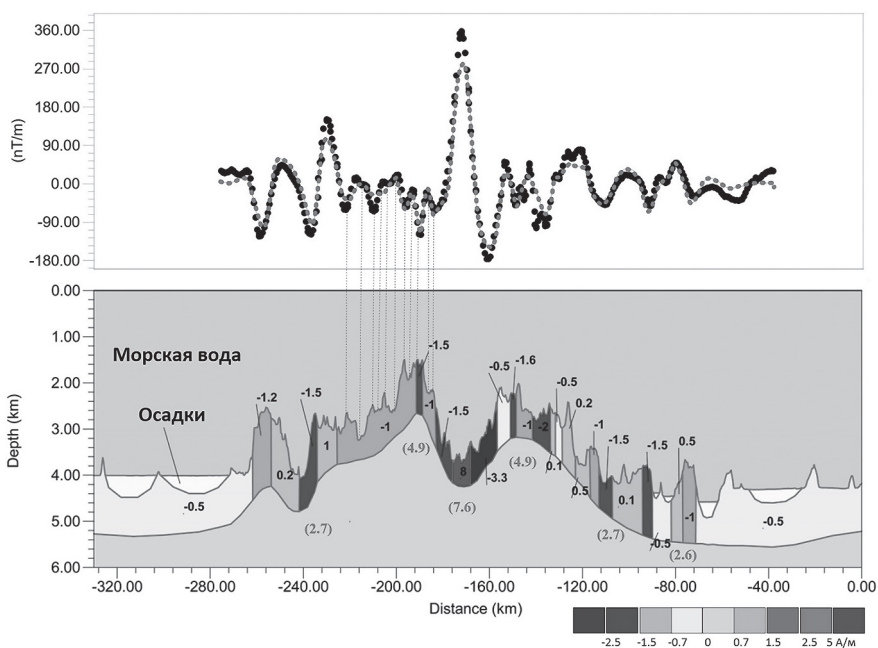


Рис. 2. Расчет намагниченности (А/м) магнитоактивного слоя вдоль профиля 2020_15 в западной части хребта Гаккеля. Положение профиля показано на рис. 1 и 2. Черные точки – наблюдаемые значения, серые – расчетные значения намагниченности. Цифры в скобках: средние значения намагниченности базальтов слоя 2А океанической земной коры для аномалии 1 (0–780 тыс. лет) – 7.6 А/м, для аномалии 2А (3.5 млн лет) – 4.9 А/м, для аномалии 5 (11 млн лет) – 2.7 А/м, и для аномалии 6 (20 млн лет) – 2.6 А/м. Тонкие пунктирные линии показывают корреляцию экстремумов рельефа и магнитных аномалий в зоне обратной намагниченности

Расчеты проводились с использованием программы Oasis Montaj. Мощность магнитоактивного слоя коры хребта принималась равной примерно 0.5 км вблизи рифтовой долины и около 1 км на периферии хребта. На рис. 2 представлены расчеты намагниченности магнитоактивного слоя вдоль профиля 2020_15 в западной части хребта Гаккеля.

Намагниченность, безусловно свидетельствующая о том, что верхняя кора представлена базальтами, отмечается только в центральной зоне рифтовой долины. Величина намагниченности на всем остальном профиле колеблется, за исключением еще двух небольших участков, в пределах 0.5–1.5 А/м, свидетельствуя о подчиненном развитии здесь типичных океанических базальтов слоя 2А.

Литература

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / В.Д. Каминский (ред.). СПб: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суцов Ю.И., Леонтьев Д.И., Савельев И.Н. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 25–44.
3. Рекант П.В., Гусев Е.А. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 9. С. 1634–1640.
4. Lutz R., Franke D., Berglar K., Heyde I., Schreckenberger B., Klitzke P., Geissler W. H. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slowspreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Journal of Geodynamics. 2018. P. 1–12.
5. Piskarev A., Elkina D. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // Nature Sci. 2017. V. 7. P. 1–8.
6. Bleil U., Peterson N. Variations in magnetization intensity and low-temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts // Nature. 1983. V. 301. P. 384–388.
7. Печерский Д.М., Тихонов Л.В. Петромагнитные особенности базальтов Атлантического и Тихого океанов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 4. С. 79–90.

Состав пород непской свиты венда по результатам изучения керна глубокой скважины с территории Непского свода Непско-Ботубинской антеклизы

Объектом разработки на территории Непско-Ботубинской антеклизы (НБА) являются залежи, локализованные в терригенном комплексе венда, представления о строении и условиях формирования которых строятся на основе изучения керна глубоких скважин. С появлением современных керноотборочных снарядов отбор керна стал производиться со 100% выносом, что позволяет проводить детальное изучение разреза. Цель настоящего исследования заключалась в реконструкции условий осадконакопления терригенных отложений непской свиты, распространенных в центральной части НБА на основе петрографических и литогеохимических исследований керна скважины ВЧ-3Х (Верхненеченское месторождение), а также с учетом опубликованных данных по U–Pb (LA-ICP-MS) исследованиям возраста детритовых цирконов из нижненепской подсвиты центральной части НБА [1]. Район исследования приурочен к центральной части НБА и одноименному фациальному району Приленско-Непской фациальной зоны [2]. Согласно принятой стратиграфической схемы [6], в регионе выделены следующие свиты: непская (непский региональный стратиграфический горизонт), тирская (тирский региональный стратиграфический горизонт) и, перекрывающая их, катангская свита нижнего подгоризонта даниловского горизонта.

Работа выполнена на основе исследований терригенных отложений венда в разрезе скважины ВЧ-3Х. Детальная литолого-фациальная характеристика разреза скважины опубликована в работе [5]. Петрографические исследования шлифов из осадочных пород выполнены в ООО «ТННЦ» по методике НСОММИ МР № 184 (исполнитель Е.В. Мартынюк) с использованием поляризационного микроскопа Nikon Eclipse E600POL (производство Nikon, Япония). Определение основных петрогенных оксидов производилось на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в НОЦ «Геотермохронологии» ИГиНГТ КФУ. Обработка результатов проводилась посредством разработанных методик в программе Spectra Plus (Bruker AXS GmbH, Германия).

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», Красноярск, Россия

³ ПГНИУ, Пермь, Россия

Петрографическая характеристика

Исследованные образцы пород нижне- и верхненепской подсвиты представлены алевролитами, песчаниками и гравелитами. В соответствии с классификацией по Н.В. Логвиненко [2] минеральный состав этих пород отвечает аркозам. Состав обломочной части нижненепской подсвиты: кварц (51–60%), полевые шпаты (от 28–34%), слюды (от 1 до 2%) и обломки пород (от 4 до 16%). Состав обломочной части верхненепской подсвиты: кварц (55–70%), полевые шпаты (от 31–41%), слюды (от 1 до 3%) и обломки пород (от ед. до 10%). Полевые шпаты представлены ортоклазом и микроклином. Слюды представлены отдельными чешуйками и мелкими листочками гидратированного биотита и единично – мусковита и хлорита. Обломки пород представлены кварцитами, которые преобладают, гранитоидами и микросланцами (кремниевыми, глинисто-кремниевыми, глинистыми). Акцессорные минералы: циркон, ильменит, турмалин, монацит, сфен.

Геохимическая характеристика

Концентрации SiO_2 в алевролитах, песчаниках и гравелитах нижненепской подсвиты изменяются от 65.83 до 80.27 мас.%. Значения гидролизатного модуля (ГМ) варьируются в широком диапазоне (ГМ = 0.09–0.22) и позволяют классифицировать их как супер-, нормо- и миосилиты [7]. Породы нижненепской подсвиты характеризуются как пониженными, так и повышенными значениями модуля нормированной щелочности (НКМ = 0.71–1.21). Для этих пород отмечается положительная корреляция между ГМ–ФМ ($r = 0.84$) и отрицательная между НКМ–ГМ ($r = -0.97$). Породы верхненепской подсвиты обнаруживают содержания SiO_2 варьирующиеся от 67.36 до 85.44 мас.%. Значения гидролизатного модуля (ГМ) изменяются в широком диапазоне (ГМ = 0.07–0.18), что позволяет классифицировать их, как супер-, и нормосилиты. Для пород верхненепской подсвиты характерны различные значения НКМ (от 0.71 до 1.25), положительная корреляция ГМ–ФМ ($r = 0.83$) и отрицательная НКМ–ГМ ($r = -0.81$). На классификационной диаграмме М. Херрона [11] фигуративные точки состава терригенных пород нижненепской и верхненепской подсвиты расположились в поле аркозов и субаркозов.

Обсуждение

Вещественные характеристики терригенных пород непской свиты центральной части НБА, позволяют классифицировать их как аркозы и субаркозы первого цикла седиментации, образованные преимущественно

за счет разрушения магматических и метаморфических пород кислого состава. Положение точек составов верхненепской подсветы центральной части НБА на диаграмме кварц – полевые шпаты – обломки пород [9] позволяет предположить в качестве основных источников обломочного материала в бассейн седиментации этих пород магматические и метаморфические образования внутренних частей кратонов.

Сравнительная характеристика результатов U-Pb (LA-ICP-MS) исследований возраста детритовых цирконов из терригенных пород нижне- и верхненепской подсвет, распространенных в центральной и южной частях НБА [1, 4], а также сопоставление их с возрастом пород фундамента Сибирской платформы (СП) (по [10]) и террейнов северного сегмента ЦАСП (по [8]), в совокупности с реконструкцией пород источника (по [9]), позволяет предположить в качестве основного источника обломочного материала для непской свиты центральной части НБА преимущественно породы фундамента южной окраины СП. Комплексы пород, слагающих террейны северного сегмента ЦАСП, при накоплении этой свиты разрушались в меньшем количестве. В то же время, на юге НБА, в бассейн седиментации непской свиты, обломочный материал поступал в равных количествах, как с территории внутренних частей Сибирской платформы, так и с прилегающих областей северного сегмента ЦАСП. Таким образом, можно предположить, что во время накопления терригенных пород непской свиты, на территории НБА существовали изолированные осадочные бассейны, образованные в ходе вендских аккреционно-коллизийных событий, известных на юге СП.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>

Литература

1. Изъюрова Е.С. Постникова О.В., Постников Л.В., Зуева О.А. Фациально-палеогеографические реконструкции для постгляциальных отложений венда юго-востока Непско-Ботуобинской антеклизы // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 5. С. 419–437.
2. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.
3. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. Новосибирск: СНИИГиМС, 2018. 177 с.
4. Мотова З.Л., Плюснин А.В. Источники вещества и условия седиментации вендских терригенных пород юга Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа) // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. Т. 13. № 5. 0670.

5. Плюснин А.В., Неделько О.В., Вилесов А.П., Черепкова А.А., Максимова Е.Н. Секвенс-стратиграфическая модель непской и тирской свит венда центральной части Непского свода (Непско-Ботуобинская антеклиза, Сибирская платформа) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2.

6. Решения четвертого межведомственного регионального совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 40.

7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.

8. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.

9. Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone compositions // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1979. V. 63. P. 2164–2182.

10. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2011. V. 19 (3). P. 751–763.

11. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

О.Б. Пономарев¹

Этапы соленакопления в геодинамической истории Русской платформы

Согласно геолого-геофизическим реконструкциям фундамент Русской платформы состоит из трех крупных сегментов литосферы: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии [1]. С востока здесь вклинивается неоархейский Волго-Уральский сегмент. С севера подходят неоархейские и палеопротерозойские структуры Фенноскандии, с юга – мезо- и неоархейские струк-

¹ ООО «ПроТех инжиниринг», Санкт-Петербург, Россия

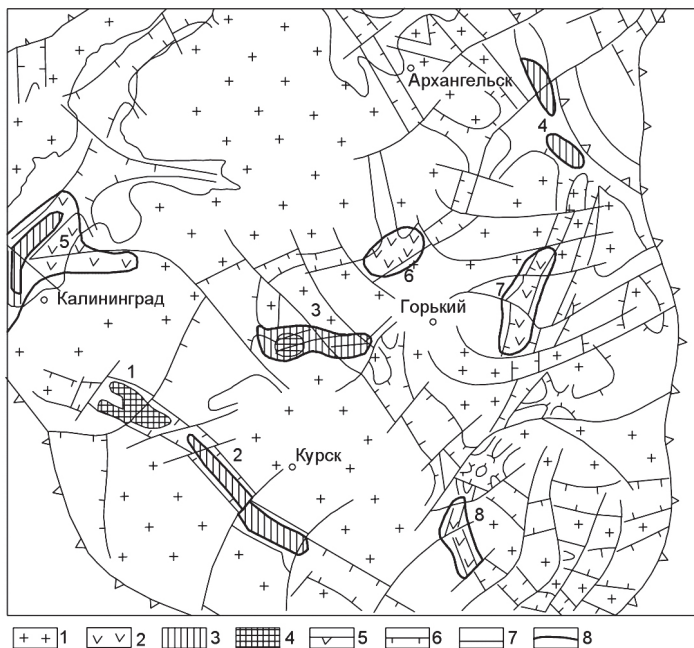


Рис. 1. Схема геотектонического размещения девонских солеродных бассейнов Восточно-Европейской платформы.

1 – щиты, массивы и своды; формации и субформации: 2 – сульфатная, 3 – галитовая, 4 – калиеносная, 5 – границы платформы; 6 – границы авлакогенов; 7 – сдвиги; 8 – границы солеродных бассейнов. Солеродные бассейны: 1 – Припятский, 2 – Днепропетровский, 3 – Московский, 4 – Предтима́нский, 5 – Прибалтийский, 6 – Среднерусский, 7 – Вятский, 8 – Доно-Медведицкий [6]

туры сегмента Сарматии. Эти три сегмента коры Восточно-Европейской платформы (ВЕП), резко различающиеся архейской и раннепротерозойской историями, разграничены в современной её структуре транскратонными Среднерусско-Волыно-Оршанской и Пачелмской рифтовыми системами среднего и позднего протерозоя. Часть из них унаследовала пояса палеопротерозойской коллизии сегментов, которые оцениваются по возрасту около 2.0 млрд лет для Рязано-Саратовского (Пачелмского) пояса и 1.80–1.75 млрд лет – для Среднерусского [2]. Окончания швов коллизии связываются на периферии ВЕП единым поясом отложений галоидов протяжённостью более 2500 км. В результате анализа материалов нами выделяются несколько основных этапов развития платформы, с которыми связывается накопление хлористого калия (рис. 1, 2).

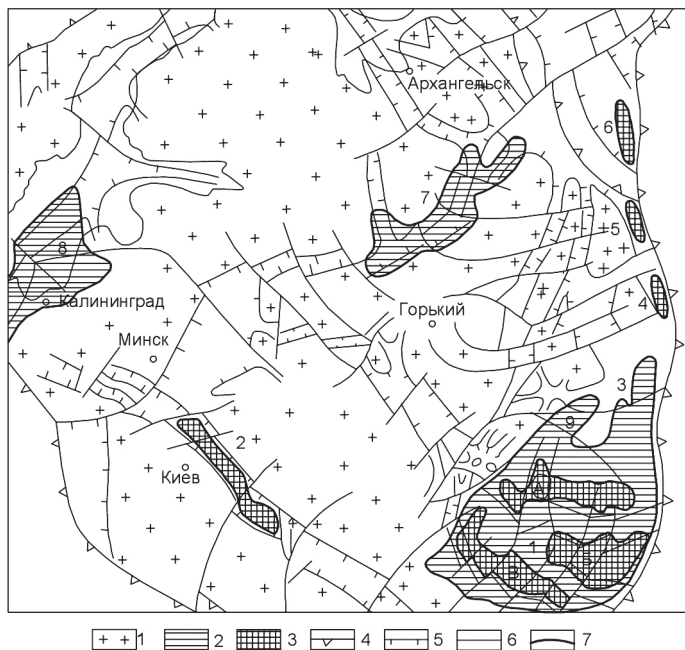


Рис. 2. Схема геотектонического размещения пермских солеродных бассейнов Восточно-Европейской платформы.

1 – щиты, массивы и своды; 2 – галитовая формация; 3 – калиеносная формация и субформация; 4 – граница платформы; 5 – границы авлакогенов; 6 – сдвиги; 7 – границы солеродных бассейнов. Основные солеродные бассейны: 1 – Прикаспийский; А – Челкарский, Б – Индерский, В – Северо-Каспийский; 2 – Днепровский, 3 – Бельско-Сакмарский, 4 – Юрезано-Сылвенский, 5 – Солекамский, 6 – Печорский, 7 – Двинско-Сухонский, 8 – Прибалтийский, 9 – Бугуруслано-Бузулукский [6]

Крупная вспышка магматизма ВЕП фиксируется в завершающей фазе тектонических движений в рифейский цикл тектогенеза в виде волинской вулканогенно-осадочной формации в большинстве рифтов центральных областей платформы и волинской трапповой формации в зоне сочленения Среднерусского и Волино-Подольского авлакогенов [3, 4].

В раннегерцинские тектонические фазы развития Волго-Уральской антеклизы происходили возрождение и заложение новых авлакогенов и более мелких грабенов – Вятского, Пугачевского, Доно-Медведицкого, Притиманского, Бузулукско-Кушумского, Шугуровского и др. Максимальными опусканиями была охвачена центральная часть Волго-Уральской антеклизы (ВУА) с образованием так называемого Главного рва платформы

(Притиманский, Вятский, Доно-Медведицкий авлакогены). С позднедевонскими рифтами пространственно связана нижнефранская базальтовая формация в эффузивной и эксплозивной фации. В комплексах пород доманикового времени выделяются признаки крупной вспышки вулканизма [5]. В позднегерцинское время произошла инверсия троговых зон авлакогенов.

Прикаспийская синеклиза образована в зоне внешнего юго-восточного угла ВЕП, в области ее сочленения с Уральской геосинклиналью и Мангышлакской тафрогеосинклиналью, входящей в систему рифтов Большого Донбасса. В PR_2 вследствие распада складчатого основания с заложением крупных авлакогенов, многие из которых продолжают и во внутренние области платформы (Донно-Медведицкий, Пугачевско-Челкарский). В венд-раннедевонское время предполагаются крупные воздымания в составе ВУА и Украинско-Воронежской антеклизой. Позднее восточная группа рифтов (Мангышлак, вал Карпинского) была переработана складчатостью и включена в состав эпигерцинской Скифско-Туранской платформы. Такое положение синеклизы обусловило ее повышенную мобильность, огромные размеры и амплитуду опусканий, что значительно отличает данную структуру от интракратонных Московской синеклизы. Ее аналогами являются Польско-Германская и Печорская синеклизы других внешних углов платформы, а также впадина Мексиканского залива, расположенная в зоне сочленения Американской платформы с Атлантическим океаном. Названные синеклизы в отличие от внутриплатформенных впадин объединяются в группу перикратонных синеклиз. Анализ гравитационных и магнитных аномалий позволил выявить продолжения известных во внутренних областях платформы рифейских авлакогенов на территории Прикаспийской синеклизы [6]. В пределах синеклизы устанавливаются поперечные сдвиги – Казталовкинский, Кушумский, Джамбейтинский, Кара-Тюбинский и др., осложняющие Пугачевско-Челкарский, Доно-Медведицкий, Индерский и Северо-Каспийский авлакогены.

В герцинский цикл тектогенеза большинство авлакогенов, по-видимому, неоднократно возрождалось, во всяком случае, как свидетельствует анализ кунгурской галогенной формации, фациальные зоны обнаруживают тесную связь с описанными авлакогенами [7]. В среднедевонское–раннедевонское время заложился Бузулукско-Кушумский авлакоген с перерастанием в ВУС, охватившую своими прогибаниями центральную и западную половины современной Прикаспийской синеклизы. Присоединение в позднегерцинские фазы тектогенеза Актюбинского краевого прогиба с образованием в ассельско-артинскую эпоху относительно единой Прикаспийской синеклизы, раскрывшуюся в область еще более интенсивных опусканий рифтов Большого Донбасса. В центральной части синеклизы накопилась огромной мощности ассельско-артинская песчано-глинистая

флишоидная формация, аналогов которой во внутриплатформенных впадинах не находится. Инверсия в предкунгурское время рифтов Большого Донбасса с возникновением южного барьера и образованием собственно ППС, в пределах которой произошло формирование галогенной формации, уникальной по мощности и площади распространения.

Предуральский прогиб возник в позднекаменноугольно-раннепермское время в виде структуры, наложенной на гетерогенное основание восточной части ВЕП. Поперечными седловинами он обособляется на Верхнепечорскую, Соликамскую, Юрезано-Сылвенскую и Сакмаро-Бельскую депрессии. Последняя в южном направлении раскрывается в перикратонную Прикаспийскую синеклизу (ППС), сохраняя свою относительную обособленность, что выражается в резком отличии большинства формаций Актюбинского Приуралья от их аналогов центральной части синеклизы, а также и общей линейности дислокаций осадочного чехла, в особенности соляных антиклиналей, в отличие от сложных разветвлений и полукольцевых систем соляных куполов и массивов синеклизы. Рифейские, девонские и значительная часть каменноугольных отложений, развитых в пределах прогиба, ничем не отличаются от платформенных образований и включается в состав соответствующих формации ВАУ. Континентальный склон Урала был охвачен орогенезом лишь в позднегерцинские коллизионные фазы тектогенеза.

Кунгурская лагунная галогенная калиеносная формация выделяется в осевой части Предуральского прогиба, выполняя Верхнепечорскую, Соликамскую, Юрезано-Сылвенскую и Сакмаро-Бельскую депрессии, заполняя далее к юго-западу склоны ВУА и область огромных опусканий ППС. Совместно с сульфатно-доломитовой лагунной формацией Волго-Уральской антеклизы образует доломитово-сульфатно-соленосную лагунную мегаформацию. Отложения галогенной формации залегают согласно на подстилающих верхнекаменноугольно-артинских образованиях депрессивного типа. В пределах более интенсивно развивающегося Сакмаро-Бельского прогиба в связи с продолжающейся его миграцией на платформу кунгурские соленосные образования перекрывают южные наиболее опущенные рифы Ишимбайской связки, и верхняя часть формации в объеме иренского горизонта (главным образом лунежские слои) распространяется на прилегающую часть платформы (Стерлибашевский прогиб).

В северной части Предуральского прогиба процессы накопления солей происходили в Верхнепечорском бассейне, отвечающем в тектоническом отношении Курьинской впадине – южной части Верхнепечорской депрессии. Площадь развития соленосных отложений вытянута в меридиональном направлении.

Таким образом, интенсивный галогенез можно объяснить прежде всего консолидацией ВЕП и затем формированием Русской плиты [8]. В на-

чальном этапе в условиях заложения рифтовых систем происходило накопление в них материнского вулканогенно-осадочного материала. Материнский материал поступал из очагов трещинных гидротермальных систем. Недифференцированный галогенный сток литифицировался накапливаемыми осадками. В заключительном этапе реактивированные в палеозое рифтовые зоны добавили новые галогенные порции в общий процесс переотложения калийных солей из орогенов ВЕП в нижнепермские бассейны седиментации.

Литература

1. *Bogdanova S.V. / S.V. Bogdanova, R. Gorbatshev, R.G. Garetsky // Encyclopedia of Geology. Amsterdam: Elsevier, 2005. V. 2. P. 34–49.*
2. *Bogdanova S.V. EUROBRIDGE: Palaeoproterozoic Accretion of Fennoscandia and Sarmatia / S.V. Bogdanova, R. Gorbatshev, R.A. Stephenson, A. Guterch // Tectonophysics. 2001. V. 339. No 1/2. 237 p.*
3. *Чайкин В.Г. Эндогенные рудные формации областей активизации Восточно-Европейской платформы / В.Г. Чайкин // Советская геология. 1984. No 6. С. 79–92.*
4. *Чайкин В.Г. Основные этапы тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы / В.Г. Чайкин // Геотектоника. 1986. N 3. С. 42–54.*
5. *Чайкин В.Г. О парагенезисе природной соды и доманикоидов / В.Г. Чайкин, В.Л. Штейнгольц и др. // Известия АН СССР. Сер. геол. 1991. С. 109–119.*
6. *Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы / Р.Н. Валеев. М.: Недра, 1978. 152 с.*
7. *Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы / Р.Н. Валеев. М.: Недра. 1981. 216 с.*
8. *Никулин И.И. К вопросу о происхождении Гремячинского и Верхнекамского месторождений калийных солей / И.И. Никулин / Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии. Материалы X Международного совещания по литологии, Воронеж, 2023. С. 296–299.*

**Очаги дилатансии в глубоких горизонтах
нефтегазоносных осадочных бассейнов
как следствие вторжения глубинных флюидов**

По мере истощения разведанных запасов углеводородов (УВ) в верхних секциях разреза нефтегазоносных осадочных бассейнов (НГБ) в поисково-разведочный процесс вовлекаются все более глубокие их горизонты, существенный нефтегазоносный потенциал которых подтвержден во многих регионах мира. Установлено, что на глубинах 4.0–5.0 км и более в результате прогрессирующих катагенетических преобразований осадочные породы в значительной степени утрачивают первичные пористость и проницаемость. Их коллекторские свойства обусловлены, главным образом, вторичными преобразованиями. Латеральная флюидопродоводимость порового пространства с глубиной постепенно переходит сначала в условия порово-трещинной, а затем фактически трещинной, что сопровождается формированием обстановок стагнационного (квазизастойного) режима водообмена [1, 3, 6].

В ряде НГБ различного тектоно-геодинамического типа выявлена глобальная гидрогеологическая инверсия, которая, как показано ранее [1, 3, 6], относится к системным геологическим явлениям. Появление под литокатагенными рассолами маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод обусловлено глубинными, внешними по отношению к НГБ, факторами. Геохимические данные (изотопия, содержание сидеро-, халько- и литофильных элементов, состав РЗЭ и др.) свидетельствуют о широких вариациях соотношения ювенильных и мобилизованных из пород литосферы компонентов в восходящих флюидных потоках. При этом соответствующие геохимические исследования всегда фиксируют присутствие глубинного (мантийного) вещества [2, 5].

Эти геохимические особенности инверсионных вод важны, поскольку они характеризуют глубинную энергетику данного явления, которое, как отмечалось, является не результатом саморазвития осадочных бассейнов, а имеет наложенный характер и обусловлено импульсами эндогенной активизации [1, 3, 5, 7]. В результате в условиях низкопроницаемого разреза формируются гидрохимические и гидродинамические аномалии, имеющих четко выраженный локализованный, «островной» характер распространения, а также связанные с ними участки развития вторичных коллекторов [1, 6, 8], гидродинамическая разобщенность которых не до-

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

пускает развития элизионных потоков через зоны отсутствия латеральной проницаемости. В этом контексте важное значение приобретает определение условий и факторов, определяющих формирование скоплений УВ в глубоководнопогруженных осадочных комплексах и фундаменте НГБ.

Установлено совпадение в плане гидрохимических и гидродинамических аномалий, участков коллекторов с более высокими емкостными параметрами с отчетливыми следами метасоматоза [2, 6, 7]. Их образование связано с вторжением в осадочный чехол высокоэнергетичных агрессивных глубинных флюидов. При затруднении дальнейшего продвижения вверх флюидов, находящихся под высоким давлением, происходит гидравлический удар, в результате чего приводит к раскрытию трещин противостоящих пластов, в которые и поступает водо-нефтяная смесь.

Этот процесс сопровождается разуплотнением низкопроницаемых толщ, образованием дополнительных трещин, формированием вторичных пустот метасоматического происхождения. Такие породы, залегающие среди более плотных и менее трещиноватых разностей и получившие название «улучшенных коллекторов» или «коллекторов в зонах разуплотнения», образуют пространственно замкнутые резервуары сложной морфологии, заполняемые УВ. Соответственно, в условиях (квази)закрытой гидродинамической системы при локализации скоплений нефти и газа структурный фактор (наличие антиклинали) не является определяющим. Очень показательны в этом отношении данные по триасовым месторождениям Южного Мангышлака [1, 6, 8].

Совпадение в плане гидрогеохимических и гидродинамических аномалий, участков коллекторов с более высокими емкостными параметрами, их мозаичный, очаговый характер, отчетливые следы метасоматоза свидетельствуют об их генетической взаимосвязи. Чужеродность этих аномалий, как и УВ флюидов, по отношению к окружающей геологической среде приводит к образованию вокруг залежей УВ зоны повышенного газосодержания, которое при удалении от контура нефтегазоносности резко уменьшается. Это тот случай, когда не пластовые воды формируют залежь, а более молодые по возрасту залежи УВ обогащают законтурные воды повышенными по отношению к фону водорастворенными газами, УВ и многими минеральными компонентами [6].

Следовательно, литогенные подземные воды глубоких горизонтов НГБ не участвуют в процесс миграции и локализации залежей УВ, а лишь «присутствуя при этом». И, наоборот, сформировавшиеся залежи УВ оказывают влияние на гидрогеологические условия НГБ, создавая вокруг себя ареолы повышенных значений газонасыщенности пластовых вод и других гидрохимических и гидродинамических аномалий очагового характера при отсутствии каких-либо площадных (в масштабе НГБ) закономерностей. В верхних горизонтах осадочных бассейнов, где развиты

породы с высокими емкостно-фильтрационными свойствами и, соответственно, с более высокой водообильностью, эффект воздействия глубинных флюидов на окружающую среду оказывается в значительной степени затухеванным.

Выводы

Инъекция глубинных флюидов, несущих УВ, обычно происходит на более поздних стадиях развития осадочных бассейнов, в уже сформировавшиеся водонапорные системы. Это означает, что на протяжении всей предыдущей истории эволюции гидрогеологических условий осадочных бассейнов УВ участия в ней не принимали, и в этом отношении залежи нефти и газа в подземной гидросфере НГБ являются «телом инородным», нарушившем сложившееся природное равновесие. В этой обстановке уже нефтегазовая залежь будет оказывать влияние на гидрогеологические условия того или иного комплекса и бассейна в целом.

Установление генетической взаимосвязи гидрогеологических аномалий и нефтегазоносности глубокопогруженных горизонтов НГБ может рассматриваться в качестве важного поискового критерия. К примеру, на территории Южного Мангышлака, отличающейся очень высокой изученностью триасовых отложений, все известные месторождения УВ приурочены к структурам, где в разрезе присутствуют глубинные опресненные воды. И, наоборот, на площадях, выведенных из разведки с отрицательными результатами, гидрохимических аномалий нет [1, 6]. Аналогичная закономерность установлена и в других НГБ [3]. В этих условиях большое значение приобретает картирование вертикальных каналов миграции глубинных флюидов и очагов разуплотнения (дилатансии) в глубоких горизонтах. Для этой цели могут быть использованы материалы сейсмо-разведки.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00037.

Литература

1. *Ларичев В.В., Попков В.И.* Гидрогеология доюрских отложений Южного Мангышлака. Ставрополь: СевКавГТУ, 2003. 144 с.
2. *Лукин А.Е.* Гипогенно-аллогенетическое разуплотнение – ведущий фактор формирования вторичных коллекторов нефти и газа // Геологический журнал. 2002. № 4. С. 15–32.
3. *Лукин А.Е.* Глубинная гидрогеологическая инверсия как глобальное синергетическое явление: теоретические и прикладные аспекты // Геологический журнал. 2005. № 1. С. 50–67.

4. Лукин А.Е. Самородные металлы и карбиды – показатели состава глубинных геосфер // Геологический журнал. 2006. № 4. С. 17–46.
5. Попков В.И., Ларичев В.В., Медведев С.А. Металлоносные рассолы и опресненные воды глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов // Георесурсы. 2012. № 5 (47). С. 32–36.
6. Попков В.И., Ларичев В.В., Попков И.В. Структура глубокопогруженных комплексов осадочных бассейнов: гидрогеологические аномалии и нефтегазоносность как следствие внедрения глубинных флюидов (на примере месторождений Южного Мангышлака) // Геотектоника. 2023. № 3. С. 41–66.
7. Попков В.И., Попков И.В. Вторжение глубинных высокоэнергетичных флюидов в нижние горизонты осадочных бассейнов как фактор, определяющий их нефтегазоносность // Материалы научно-практической конференции «Гейдар Алиев и нефтяная стратегия Азербайджана: достижения нефтегазовой геологии и геотехнологий», посвященной 100-летию юбилею общенационального лидера азербайджанского народа Гейдара Алиева. Баку, 23–26 мая 2023 г. Баку, Издательство «Элм», 2023. С. 393–397.
8. Попков В.И., Попков И.В. Ловушки углеводородов в триасовых отложениях Скифско-Туранской платформы в районах развития складчатонадвиговых дислокаций // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. №3. http://www.ngtp.ru/rub/2023/25_2023.html.

И.Л. Потапов¹, К.С. Попвасев¹, А.М. Пыстин¹

Сравнительный анализ складчатых структур докембрийских образований Приполярного и Полярного Урала

В докембрийском разрезе как Приполярного, так и Полярного Урала, выделяются две группы структурно-вещественных комплексов. Первая включает высокометаморфизованные образования, в разной степени претерпевшие средне- и низкотемпературный диафорез. Структурный рисунок таких комплексов сформирован в результате полиэтапных масштабных деформаций. К таким образованиям на Приполярном Урале относятся породы няргинского комплекса, маньхобеинской и шокурьинской свит, на Полярном Урале – стратиграфические подразделения, составляющие харбейский комплекс. Вторую группу составляют слабометаморфизован-

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

ные толщи, залегающие на глубокометаморфизованных образованиях со стратиграфическим, структурным и метаморфическим несогласием, к основанию которых на Приполярном Урале относится пуйвинская свита, на Полярном Урале – верхнехарьбейская свита няровейской серии. Соотношения структур докембрийских образований Приполярного и Полярного Урала приведены на рис. 1.

Для Приполярного Урала ранний этап деформации устанавливается там, где сохранились реликты гранатовых амфиболитов и гранат-двуслюдяных кристаллических сланцев в породах няргинского комплекса, маньхобеинской и щокурьинской свит, иногда и в кварцитах. Здесь наблюдаются лежачие подобные, сильно сжатые, вплоть до изоклиальной складки с субгоризонтальной ориентировкой осевых плоскостей, и полого погружающимися шарнирами на северо-запад, а для щокурьинской свиты и на восток. Данный этап деформации связан, как мы полагаем, с орогенными процессами, сопровождавшими объединение Волго-Уралии и Сарматии. Это эндогенное событие, имевшее место 2.2–2.0 млрд лет назад [4], проявилось также в метаморфизме пород, достигавшим условий высокотемпературных стадий амфиболитовой фации и, возможно, гра-

Этапы деформаций	Мезо- и микроструктуры				Возраст
	Приполярный Урал		Полярный Урал		
	PR ₁ -комплексы	Пуйвинская св. (RF ₃)	AR ₂ (?)-PR ₁ -комплексы	Верхнехарьбейская св. (RF ₃)	
D _{n+4}					PZ ₂₋₃
D _{n+3}					RF _{3-V}
D _{n+2}					PR ₁
D _{n+1}					AR ₂ (?)

Рис. 1. Соотношения структур докембрийских образований Приполярного и Полярного Урала. Сферические диаграммы (равноугольная сетка, нижняя полусфера): верхние – для складок, нижние – для шарниров

нулитовой фации [2]. На Полярном Урале P – T -параметры метаморфизма пород были ниже, чем на Приполярном Урале и соответствовали низким ступеням амфиболитовой фации.

На Полярном Урале с этим этапом связаны деформации для амфиболитов и гнейсов ханмейхойской свиты, а также ранние структурные преобразования для гнейсов и кристаллических сланцев париквасьшорской свиты, которые привели к образованию крупных сильно сжатых подобных складок с круто падающими осевыми поверхностями. Крылья складок погружаются на юг, юго-запад и северо-восток под крутыми углами. Осевые поверхности имеют крутое падение как на северо-восток, так и на юго-запад, шарниры погружаются на юго-запад под средними углами.

Присутствие концентрических, сжатых, иногда закрытых складок в амфиболитах ханмейхойской свиты харьбейского комплекса Полярного Урала, нами предполагается как проявление еще более раннего этапа деформации. Это может указывать на более древний возраст субстрата метаморфитов ханмейхойской и лаптаюганской свит (возможно, архейский). Реальность наличия архейских субстанций в кристаллических комплексах Полярного Урала подтверждается присутствием в малыкском метаморфическом комплексе, расположенном к востоку от харьбейского, метабазитов, возраст которых по результатам U - Pb изотопного датирования цирконов 2736 ± 42 млн лет [1]. Кроме того, в парасланцах верхнехарьбейской свиты присутствуют сопоставимые по возрастным параметрам (около 2700 млн лет) слабоокатанные детритовые цирконы, поступление которых в осадочный бассейн отложения могло происходить из близрасположенных первичных источников сноса [3]. Крылья складок, образованные в этот этап деформации, падают в основном на юго-запад под углами от 40° до 60° , осевые поверхности круто падают на запад и юго-запад, шарниры погружаются, главным образом, на юго-запад под углами от 30° до 80° .

Этап деформации D_{n+3} (третий для структурно-вещественных комплексов Полярного Урала и второй для Приполярного Урала), скорее всего, был общим для пород всего докембрийского разреза и первым для рифейских образований, как на Приполярном, так и на Полярном Урале и сопровождался метаморфизмом пород, который для ранее метаморфизованных дорифейских комплексов был повторным. Мы полагаем, что деформация пород и их метаморфизм связаны с развитием орогена Тиманид-Протуралид.

На Приполярном Урале, где степень изученности метаморфизма пород более высокая, метаморфизм, связанный с данным этапом деформации, проявился зонально в P – T -условиях от низких ступеней амфиболитовой и всего интервала эпидот-амфиболитовой фации в ядре Хобеизской антиклинали до высоких и средних ступеней зеленосланцевой фации на крыльях этой структуры [2]. В породах няртинского комплекса, маньхо-

беинской и шекурьинской свит и фиксируется наличием цилиндрических асимметричных складок разной степени сжатости, преимущественно закрытых, которые часто образуются по крыльям ранних складок, с круто ориентированными осевыми поверхностями и полого залегающими на северо-запад и юго-восток шарнирами.

В ходе третьего этапа деформаций на Полярном Урале по ранее деформированным породам ханмейхойской и париквасьшорской свит, а также по новообразованным породам верхнехарьбейской свиты образовались цилиндрические, наклонные, реже лежачие, асимметричные, подобные, чаще закрытые, реже открытые складки, в замках которых иногда наблюдаются мелкие складки волочения. Крылья круто падают на юго-запад и северо-восток. Шарниры погружаются на юго-восток и северо-запад под малыми, реже средними углами.

Последний из выделенных этапов деформации привел к усложнению структурного рисунка всех рассматриваемых стратиграфических подразделений: деформации крыльев и осевого кливажа – сланцеватости ранее сформированных складок, появлению поздней сланцеватости в зонах развития разрывных нарушений, в том числе на границах нижнего и верхнего структурных этажей. Представляется очевидным, что поздние деформации и сопровождающие их метаморфические изменения докембрийских толщ связаны с развитием Уральского орогена.

На Приполярном Урале наиболее масштабным изменениям были подвержены ранее глубокометаморфизованные и дислоцированные породы, слагающие краевые части ядра Хобеизской антиклинали. Здесь образуются подобные открытые складки, деформирующие крылья складок ранних генераций. Шарниры складок погружаются на север под пологими углами. Осевые плоскости залегают субвертикально, с падением на запад и восток. Для отложений пуйвинской свиты упомянутый этап обусловлен образованием концентрических лежачих открытых и закрытых симметричных микроскладок в результате пересечения двух генераций сланцеватости. Поздняя сланцеватость параллельна осевым поверхностям складок и падает на северо-запад под пологими углами, шарниры складок погружаются на север и северо-запад под пологими углами.

На Полярном Урале низкотемпературный диафорез и поздняя сланцеватость в ранее глубокометаморфизованных породах проявились не столь значительно. Кроме того, в породах нижних частей харьбейского комплекса, в ханмейхойской свите, проявился предшествующий низкотемпературному диафорезу высокотемпературный метаморфизм. Время завершения высокотемпературных преобразований в породах харьбейского комплекса (350 млн лет назад) может быть принято за нижний возрастной рубеж проявления низкотемпературных метаморфических изменений и связанных с ними структурных преобразований пород. Этап деформаций

D_{n+4} для Полярного Урала фиксируется наличием в породах харбейского комплекса асимметричных опрокинутых, реже лежащих, открытых или закрытых складок с осевыми поверхностями, падающими на запад и восток под малыми углами. Шарниры погружаются под пологими углами на север и юг, ближе к контакту с породами няроевской серии углы погружения осевых поверхностей и крыльев складок становятся более крутыми. Для верхнехарбейской свиты в ходе данного этапа образуются асимметричные подобные сжатые складки с осевыми поверхностями, падающими на юго-восток под крутыми углами и погружающимися на северо-восток и юго-запад шарнирами под пологими углами. Простираение осевых поверхностей в целом совпадает с ориентировкой осложненного разломами контакта ханмейхойской и верхнехарбейской свит.

Таким образом, изучение структурных особенностей докембрийских образований Приполярного и Полярного Урала на опорных участках Ляпинского и Харбейско-Марункеуского антиклинориев с использованием имеющихся сведений по метаморфизму пород, а также новых изотопно-геохронологических данных, приводит к выводу, что структурный облик приполярно-полярноуральского докембрия сформировался в результате проявления нескольких этапов деформации. Практические следствия проведенных исследований заключаются в получении дополнительных аргументов для обоснования представления о принадлежности маньхобейнской и шокуринской свит Приполярного Урала к образованиям дорифейского структурного этажа.

Литература

1. Душин В.А., Бурмако П.Л., Ронкин Ю.Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов малыкского комплекса на Полярном Урале // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Материалы Международной научной конференции (III Чтения памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург, 2008. С. 27–29.
2. Пыстин А.М. Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала // Серия препринтов «Научные доклады». КомиНЦУрО-АН СССР. Сыктывкар, 1991. 20 с.
3. Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И. и др. Результаты U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датирования цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного и Полярного Урала // Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VIII Российск. конф. по проблемам геологии докембрия. СПб.: Свое издательство, 2023. С. 129–131.
4. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. N. 160. P. 23–45.

**Деформации позднепалеозойских осадочных комплексов
в Южном Приуралье в свете проблемы
стратиграфической представительности разрезов
нижнего отдела пермской системы**

Комплексы пород каменноугольной и пермской систем Южного Приуралья представляют собой морские, преимущественно мелководные отложения, отлагавшиеся на пассивной окраине Восточно-Европейской платформы, где в это время заложился Предуральский предгорный прогиб. В пределах широкой полосы, окаймляющей Урал с запада, эти комплексы были интенсивно деформированы на поздней стадии формирования герцинской структуры Урала. Хорошая биостратиграфическая изученность нижнепермских отложений являются основанием для качественных корреляций регионального или межрегионального уровней. Прежде всего это относится к разрезам терригенно-карбонатных отложений, детально описанных в пределах Курмаинской гряды в долинах рек Сакмара и Ассель, которые были предложены В.Е. Руженцевым (1948, 1954) в качестве стратотипов сакмарского и ассельского ярусов.

Южное Приуралье в течение длительного времени остается областью решения региональных и фундаментальных вопросов разных разделов геологии, включая стратиграфию, литологию, палеонтологию, тектонику и разведку месторождений углеводородного сырья. Целенаправленное изучение тектоники этой тектонической зоны, проводившееся многими авторитетными исследователями за последние сто лет, например, А.А. Богдановым (1947), Б.М. Келлером (1949), И.В. Хворовой (1961), В.В. Эзом (1965), М.А. Камалетдиновым (1967), П.Е. Оффманом (1972), С.В. Руженцевым (1976), составителями карт государственной геологической съемки и прогнозных отчетов, не позволило окончательно решить многие вопросы строения и тектонической эволюции этой зоны, что в значительной степени объяснимо сменой базисной геодинамической парадигмы, завершившейся только во второй половине прошлого века.

Ключевой проблемой является определение парагенетического единства складчатых и разрывных структур разных масштабных уровней и построение обоснованных геологических разрезов на всю глубину залегания палеозойских отложений, увязанных с определенной моделью деформационного процесса. Полевые исследования деформационных структур

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Предуралья, проводимые под руководством В.В. Эза (1965) и П.Е. Оффмана (1977, 1979), подтвердили незначительность проявления разломной тектоники в области развития передовых складок Южного Предуралья, хотя восточнее, в пределах Зилаирской зоны были установлены амплитудные перемещения покровного типа. Неоспоримые свидетельства нарушения последовательности напластования за счет надвигов были установлены по данным бурения к северу от Сакмаро-Икского сегмента Предуралья. Это послужило основанием к разработке М.А. Камалетдиновым [2] и его последователями модели аллохтонного строения всей зоны передовых складок, которая хорошо вписалась в новую геотектоническую теорию движения литосферных плит. Модель смятия осадочных комплексов в пределах тектонической пластины, ограниченной снизу пологим детачментом, сейчас является основной рабочей парадигмой геологических исследований разной направленности и согласуется с современными представлениями о геотектонической эволюции Урала [1, 3]. Тем не менее, накопленные за последние 40 лет новые данные сейсморазведки и бурения Южного Приуралья не решили проблему взаимоотношения складчатых и разрывных структур разных масштабных уровней внутри предполагаемого аллохтона. Одним из аспектов этой проблемы является обоснование стратиграфической однородности и полноты литологических разрезов, претендующих на статус стратотипов ярусов пермской системы и их границ.

В процессе полевых структурных исследований в Икско-Сакмарском сегменте зоны передовых складок Южного Предуралья были изучены парагенетические ряды разноранговых структур, сформировавшихся в условиях латерального субширотного сжатия пород. В результате прослеживания литологически выдержанных горизонтов в полевых условиях и с помощью космоснимков высокого разрешения была детализирована (на схемах ключевых участков и составленных разрезах) тектоническая структура осадочных комплексов средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских комплексов пород. Были изучены морфологические особенности складок разных масштабных уровней, замерены или рассчитаны ориентировки осевых поверхностей, шарниров, зеркал складок и их вергентности.

Установлено развитие изгибного механизма формирования структур макроуровня (при котором в складке наблюдаются различия кривизны деформации внешних и внутренних слоев) и преобладание гребневидных антиклиналей при более плоскодонных синклиналях. Эти морфологические особенности складок хорошо согласуются с моделью развития складчато-надвиговых ансамблей над пологим срывом–детачментом, расположенном в нижней части разреза палеозойского чехла. Реконструкции и расчеты позволяют определить предполагаемую глубину и геометрию

детachmenta, ограничивающего аллохтонную пластину, амплитуды смещений по главному и второстепенным разломам. Предполагается, что амплитуда смещения по главному detachmentу (или суммарное смещение по субпараллельным пологим надвигам) уменьшается в западном направлении к фронту зоны смятия от 5–6 км для слоев верхнего карбона до 1 км или менее для артинских и кунгурских слоев нижней перми. Определенные нами амплитуды приповерхностных взбросов восточного и западного падения невелики. В приповерхностном слое более крутые надвиги и взбросы меридионального простирания часто субпараллельны слоистости и маскируются зонами приразломных изоклинальных складок. Некоторые взбросы, приуроченные к западным крутым крыльям гребневидных антиклиналей (что отмечалось во многих предшествующих исследованиях), проявляются при структурном дешифрировании космических снимков.

Наиболее компетентные слои известняков и песчаников часто смяты в мелкие складки размерностью 1–5 м (масштаб мезоуровня), причем складчатые деформации обычно не проявляются внутри тонкоритмичных пачек и в слоях глинистых пород, залегающих выше и ниже по разрезу. Положение осевых поверхностей складок мезоуровня, ориентированных субпараллельно осевым поверхностям более крупных структур и асимметричная S- или Z-образная морфология складок исключают формирование внутрислойных складок до формирования складок макроуровня. Наиболее интенсивная и слабо упорядоченная мелкая складчатость и внутрислойные нарушения отмечаются в замках крупных синклиналей с увеличенной мощностью пачек слоев. Вероятным механизмом их возникновения может быть внутрислойное течение пород при изменении мощностей отдельных слоев и пачек. Требуется дополнительное изучение возможности образования наиболее мелких внутрислойных складок в результате подводно-оползневых процессов, предшествующих литификации известковых осадков, отдельные примеры которых описаны даже в пределах стратотипических разрезов [4].

Отмеченные особенности деформационной структуры зоны передовых складок Урала важны при решении вопроса о влиянии деформаций на стратиграфическую непрерывность и полноту разрезов, некоторые из которых рассматриваются в качестве возможных стратотипов ярусов нижнего отдела пермской системы. Можно отметить, что несмотря на интенсивность структурной переработки, в большинстве исторических разрезов–стратотипов последовательность напластования не нарушена. В то же время на участках крутого моноклинального залегания слоев в крыльях крупных складок (например, в пересечениях Курмаинской гряды долинами рек Сакмара и Ассель, где, собственно, и были впервые описаны одноименные ярусы пермской системы) можно констатировать сокращение мощности и, видимо, «выпадение» из разреза отдельных слоев.

Напротив, в замках сжатых складок, несмотря на предполагаемую непрерывность разрезов, можно ожидать тектоническое скучивание слоев или пачек с образованием сжатых складок и разрывов. Такая ситуация наблюдается на восточном продолжении классического разреза Кондуровка при пересечении ядра Курмаинской антиклинали. В некоторых параллельных пересечениях той же гряды (например, в разрезе правого борта долины р. Ускалык) отмечено сдваивание мощных пачек слоев, включающих отложения разных ярусов.

Пригодность того или иного разреза для решения задач стратиграфической корреляции или обоснования их статуса стратотипа требует продолжения целенаправленного изучения деформационных структур и дополнительной стратиграфической верификации с привлечением современных методов биостратиграфии и хеостратиграфии. Эти исследования, также проводимые в рамках проекта, включают изучение геохимии и изотопных характеристик Sr, а также уточнение видового разнообразия палеофауны конодонтов в эталонных разрезах.

Исследования выполнены за счет гранта РФФИ № 23-27-00462 <https://rscsf/en/project/23-27-00462/>.

Литература

1. Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Gorozhanina Y., Puchkov V. The structure of the south Urals foreland fold and thrust belt at the transition to the Precaspian Basin // *J. Geological Society*. 2004. V. 161 (5). P. 813–822.
2. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
3. Кузнецов Н.Б., Керимов В.Ю., Осипов А.В., Бондаренко А.В., Монакова А.С. Эволюция, геодинамика поднадвиговых зон Предуральяского краевого прогиба и геомеханическое моделирование формирования скоплений углеводородов // *Геотектоника*. 2019. № 3. С. 3–20.
4. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Издательство академии наук СССР, 1961. 352 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 37).

**Особенности металлогении и генезиса
щелочно-карбонатитовых комплексов складчатых поясов
(Таймыр и Центрально-Азиатский пояс)**

Щелочно-карбонатитовые комплексы являются главным источником крупнейших в мире месторождений ряда критически и стратегически важных элементов, таких как редкие земли (РЗЭ) и редкие металлы (Zr, Nb, Ta). Кроме того, карбонатитовые комплексы рудоносны на апатит (P), глинозем (Al), флюорит (F), барит (Ba) и стронций (Sr), содержат повышенные концентрации черных (Fe, Mn), благородных (Au, Ag, Pt) и радиоактивных (Th, U) металлов, а также концентрируют промышленные запасы медных и полиметаллических (Pb–Zn) руд. Широкий спектр этих рудных компонентов сегодня остро востребован в машино- и кораблестроении, авиации, оборонной промышленности, оптике, металлургии и химической промышленности, медицине, сельском хозяйстве и многих других областях.

Металлогеническая специфика карбонатитовых комплексов напрямую зависит от геодинамических и тектонических условий образования специфичных флюидизированных щелочно-карбонатных расплавов и последующих процессов эволюции рудно-магматических систем. Сегодня установлена генетическая связь между кристаллизацией щелочно-карбонатитовых комплексов и плюмовой активностью. Вместе с тем, процессы плюм-литосферного взаимодействия играют важную роль в генерации карбонатитовых расплавов. Редкоземельные (Fe–F–P–Ba–Sr–РЗЭ) карбонатитовые комплексы, как правило, образуются в пределах внутриплитных рифтовых систем вследствие плюмовой активности. Карбонатиты формируются импульсно и трассируют этапы плюмовой деятельности. Таким образом, рифтогенная обстановка и повторяющаяся плюмовая активность наиболее благоприятны для формирования щелочно-карбонатитовых комплексов с редкоземельной минерализацией. Типичными примерами проявления рудоносных объектов редкоземельной специфики являются щелочно-карбонатитовые комплексы, сформированные в пределах складчатых областей на Центральном Таймыре и в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Карбонатитовые комплексы в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса сформировались рубеже ~130–120 млн лет в рифтогенных

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

структурах Западного Забайкалья, Центральной и Южной Тувы, а также южной Монголии. Карбонатиты образуют жильные, трубообразные и плащеобразные тела, реже трубки взрывов с брекчиями карбонатитов, и ассоциируют с шонкинитами и щелочными сиенитами. Для позднемезозойских комплексов Центрально-Азиатской карбонатитовой провинции характерна Fe–P–F–(Ba)–(Sr)–P3Э металлогеническая специфика и связь карбонатитов с проявлением высококалиевого щелочного магматизма. Основные рудоносные (F–Ba–Sr–P3Э) минеральные ассоциации карбонатитов представлены кальцитом, анкеритом, флюоритом, бастнезитом-паризитом-синхизитом-(Ce), сидеритом, баритом, целестином, монацитом-(Ce), глауберитом, плюмбоярозитом и др.

Карбонатиты Центрально-Таймырского региона имеют отчетливо магматогенно-эксплозивное происхождение и представлены, в основном, брекчиями кальцитовых карбонатитов с вкрапленниками флюорита, бастнезита и барита, а также ксенолитов вмещающих осадочных пород и ранних магматических фаз. Современные минералогические исследования показали, что первичный состав неизменных карбонатитов представлен кальцитом (40–50 об.%), флюоритом (20–35%), баритом и бастнезитом-(Ce) (10–20%). Второстепенными минералами (5–10%) являются фторапатит и гидротермальные минеральные ассоциации магнетита, гематита, монацита-(Ce), паризита-(Ce), флюорита, рутила-(Nb), барита, кварца, кальцита, доломита, а также редкие сульфиды (пирит, халькопирит) и уранинит. Акцессорные минералы представлены титанитом и цирконом. Карбонатиты значительно изменены гидротермально-метасоматическими и гипергенными процессами, и первичные минералы замещены хлоритом, мусковитом, карбонатом, Fe–Mn гидроксидами и др.

U–Pb датировки по бастнезиту показали, что Центрально-Таймырские карбонатиты сформировались в раннем триасе в интервале 246.5 ± 1.9 млн лет [1] и близки по возрасту с другими пермо-триасовыми проявлениями щелочно-карбонатного магматизма (Маймеча-Котуй, Чадобец, лампроиты Норильска и др.), а также базальтами Сибирской крупной изверженной провинции (LIP), имеющих генетическую связь с активностью Сибирского суперплюма. Бастнезиты Центрально-Таймырских карбонатитов показывают низкие значения радиогенного Nd ($\epsilon Nd -7 \dots -8$), частично перекрывая поле низкотитанистых Сибирских базальтов, и коррелируют со значениями ϵNd для лампроитов Норильска [1]. В этом контексте, можно предположить, что роль плюма как ключевого компонента в источнике для карбонатитов Центрального Таймыра была ограниченной, а метасоматизированная литосферная мантия, предположительно модифицированная субдукционным материалом, поступившем в неопротерозое, может давать такие значения радиогенного изотопа Nd.

Схожим примером мантийного плюм-литосферного взаимодействия могут служить позднемезозойские карбонатитовые комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса. Изотопные данные свидетельствуют об участии литосферной мантии и, возможно, нижней коры, подвергшихся метасоматической переработке, при рифтогенном магматизме и формировании карбонатитов в данном регионе, который почти всегда располагался в зоне конвергенции литосферы Сибирского континента/Палео-Азиатского океана в неопротерозое и палеозое [2, 3]. Вместе с тем, для карбонатитов Центрально-Азиатского складчатого пояса предполагается, что мантийные плюмы сыграли существенную роль в формировании расплавов карбонатитов, а сам плюм ('hot fingers') относят к основному агенту проработки литосферной мантии [3].

Отдельное значение необходимо уделить механизмам и физико-химическим параметрам генерации рудоносных щелочно-карбонатитовых расплавов исследуемых комплексов. При этом, особую роль в процессах минерало- и рудообразования отводят процессам эволюции щелочно-карбонатитовых систем при переходе от магматического к гидротермальным этапам. Такие переходы трассируется захватом специфичных и рудоносных включений щелочно-карбонатных расплавов, флюидных солевых расплавов и гидротермальных флюидных растворов.

Согласно исследованиям расплавных и флюидных включений, в минералах карбонатитов и ассоциирующих щелочных силикатных пород было установлено, что Западно-Забайкальские карбонатитовые комплексы (Халюта Южное, Улан-Удэнское и др.) образовались в результате процессов силикатно-солевой несмешиваемости и кристаллизационной дифференциации при температурах выше 780 °С. При этом, основная рудоносная F–Ba–Sr–RЗЭ фракция была сформирована в интервале температур 560–440 °С при минимальных давлениях 3.1–2.75 кбар и характеризовалась хлоридно-карбонатно-фторидно-сульфатным составом ортомагматического флюида [4]. Рудоносные флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты Тувы (Карасуг) образовались из сульфатно-фторидно-карбонатно-хлоридного флюидного рассол-расплава при температурах 650–610 °С и давлениях 3.1–2.8 кбар. Вулканическая область Мушугай-Худук в южной Монголии содержит рудоносные магнетит-апатитовые и кальцит-целестин-флюоритовые породы, образование которых связано с солевыми рудоносными расплавами углекислотно-силикатно-хлоридно-фосфатного и карбонатно-хлоридно-фтор-сульфатного составов, с температурами гомогенизации включений 830–850 и 500–580 °С соответственно. Исследования включений в минералах карбонатитов Центрального Таймыра показало их образование при температурах свыше 720 °С из флюидных рассол-расплавов сульфат-фторидно-хлоридно-карбонатного состава при минимуме 2–3 кбар, что коррелирует с данным по карбонатитам Центрально-Азиатского склад-

чатого пояса. Таким образом, исследования расплавных включений в минералах позволили расшифровать механизмы и физико-химические условия образования специфичного типа рудоносных редкоземельных карбонатитов складчатых областей.

Исследования карбонатитов Таймыра выполнены в рамках гранта РНФ 19-77-10004-П.

Литература

1. *Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Starikova A.E. et al.* Geochronology and origin of the carbonatites of the Central Taimyr Region, Russia (Arctica): Constraints on the F-Ba-REE mineralization and the Siberian Large Igneous Province // *Lithos*. 2023. V. 440–441, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107045>

2. *Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Vorontsov A.A., Khomutova M.Yu.* West Pacific-type convergent boundaries: role in the crust growth history of the Central-Asian orogeny // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. № 62. P. 67–78, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.030>

3. *Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V.* Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // *Gondwana Research*. 2019. V. 69. P. 56–72, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.11.014>.

4. *Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Redina A.A.* Brine–Melts and Fluids of the Fe-F-P-(Ba)-(Sr)-REE Central Asian Carbonatite Province (Southern Siberia and Mongolia): The Petrogenetic Aspects // *Minerals*. 2023. V. 13. P. 573. <https://doi.org/10.3390/min13040573>.

В.Ф. Проскурнин¹

Проблемы тектоно-минерагенического районирования Центрального сектора Российской Арктики – Центрально-Таймырский шов и Горячее пятно Таймыра

При создании Госгеолкарт-1000 (третьего поколения) в пределах Центрального сектора Арктики России (2004–2023 гг.) дальнейшее развитие получило тектоническое и минерагеническое районирование, которое в первую очередь связано с крупнейшими структурами, сформированными мезозойско-кайнозойскими геодинамическими процессами.

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

В кайнозойское время образуются юго-восточная часть Евразийского океана и северная часть Евразийского континента. Последний на юрско-меловом этапе разделяется на древнюю эпикарельскую Сибирскую платформу и молодые платформы: Хатангско-Лаптевоморскую эпипозднекиммерийскую (постнеокомовую) на Верхояно-Колымском основании, Баренцевско-Северокарскую эпираннекиммерийскую (посттриасовую) на Таймыро-Североземельском основании, Западно-Сибирскую эпигерцинскую (постпермскую) на Урало-Монгольском (Центрально-Азиатском) основании. В пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) происходит сочленение всех этих структур, и установление границ между ними является фундаментальной задачей как для тектонического, так и минерагенического районирования.

Северной границей Сибирской платформы является **Центрально-Таймырский шов (ЦТШ)** [11], западной – Великий геораздел Азии [13], северо-восточной – Прончищевско-Оленекская зона (ПОЗ) левосторонних сдвигов [3]. Продолжением ЦТШ на запад (от места пересечения с Великим георазделом, тройное сочленение) является Мессояхский шов, который разделяет Южно-Карский и Надым-Тазовский геоблоки. В современном плане ЦТШ и Мессояхский шов образуют Обско-Лаптевскую гряду [2]. В восточном направлении продолжением ЦТШ (тройное сочленение с Прончищевско-Оленекской зоной) является Хатангско-Ломоносовская зона разломов [1, 6], трансформная Евразийскому бассейну и СОХ Гаккеля.

В соответствии с этим крупнейшим делением севера Сибири на платформы с разновозрастным складчатым фундаментом выделяются крупнейшие юрско-меловые структуры: Хатангско-Ленский мегапрогиб с Боганидским, Жданихинским и Лено-Анабарским прогибами, сформированные на плитном основании Сибирской платформы; Центрально-Таймырский мегапрогиб с Усть-Енисейским, Логатско-Туровским прогибами на раннекиммерийском Таймырском основании; Портнягинская впадина, Центрально-Лаптевская система прогибов на познекиммерийском Верхоянском основании. Прогибы на Сибирском плитном основании (с крутым со стороны швов крылом и пологим в сторону платформы) сформированы при левосдвиговых трансформационных перемещениях вдоль ЦТШ и ПОЗ с максимальной активностью в поздней юре, апт-альбе и кайнозое. Перемещения обусловлено вращением в целом Сибирской платформы по часовой стрелке в этот отрезок времени [10]. Формирование Усть-Енисейского прогиба к северу от ЦТШ связано, видимо, со встречным косым движением Карского геоблока.

Согласно мнению большинства специалистов нефтяников, основой нефтегазогеологического районирования осадочных бассейнов является тектоническое районирование. В связи с этим для Центрального сектора

Российской Арктики намечается следующее районирование для юрско-меловых комплексов: Хатангско-Ленская НГО Хатангско-Вилуйской НГП на плитном основании Сибири; Южно-Лаптевская НГО Хатангско-Лаптевской НГП на позднекиммерийском (до апт-альбском) основании; Усть-Енисейская НГО Западно-Сибирской НГП на раннекиммерийском основании Таймыра; Северо-Карская ПНГО Баренцево-Карской НГП на герцинско-раннекиммерийском основании. Не исключено, с тектонических позиций, что Усть-Енисейскую и Южно-Карскую НГО надо относить к Баренцево-Карской НГО в связи с тем, что в целом они являются реликтовыми структурами в раннекиммерийском Новоземельско-Таймырском складчатом поясе. Ярким свидетельством этому является выделение Южно-Карского и Усть-Енисейского бассейнов в Арктическую газодонную провинцию [9].

Горячее пятно Таймыра, выделенное в пределах севера Сибирской платформы и ранних киммерид гор Бырранга с центром в ЕХРП, связывается с контуром глубинного нижнемантийного плюма [4, 11]. Оно является «узловым» сочленением крупнейших геоблоков на севере Сибири: Анабарского, Курейско-Тунгусского и Карского. Таймырская раннекиммерийская, Восточнотаймырско-Оленекская позднекиммерийская складчатые системы и Маймеча-Котуйская провинция с ультраосновными щелочно-карбонатитовыми комплексами фиксируют положение позднепермско-триасовых межгеоблоковых зон. Горячее пятно выражено крупнейшей Фадьюкудинско-Котуйской гравимагнитной кольцевой структурой, которая рассекается ЦТШ и делится им на две части: полукольцевую диаметром до 300 км южнее шва в пределах Сибирской платформы и кольцевую диаметром до 200 км в пределах складчатого Таймыра. Большая часть кольцевой структуры перекрыта юрско-кайнозойскими отложениями ЕХРП, причем в центральной ее части (Балахнинский вал, Жданихинский прогиб) нижнеюрские отложения достигают 2364 м и выделены в самостоятельную балахнинскую свиту [8]. На запад в сторону Енисея, и на восток – к морю Лаптевых, нижнеюрские отложения не превышают мощности 700 м. Следует заметить, что при более интенсивном эрозионном срезе ЕХРП и размыве меловых отложений на поверхности отразилась бы, подобно Канско-Тессевскому району, кольцевая триасовая структура, заполненная юрой. Фадьюкудинско-Котуйская кольцевая структура является, на наш взгляд, магматогенной центрально-кольцевой структурой обращенного класса (по [14]), по сравнению со структурой Исландского горячего пятна – необращенного. По мере проявления магматизма, опустошения промежуточных магматических очагов и удаления от зоны магмогенерации на месте контура Горячего пятна Таймыра возникла «кальдера», зона обрушений и проседаний, выполненная тафrogenными триасовыми, а затем раннеюрскими морскими отложениями.

Металлогеническая зональность относительно триасового Горячего пятна Таймыра характеризуется нелинейным типом и, в целом, отвечает термохимической модели пермотриасовых мантийных плюмов Евразии [5].

Южная часть Горячего пятна на Сибирской платформе характеризуется выходами уникального Гулинского вулканоплутона клинопироксенит-дунитового, пикрит-меланефелинитового и ийолит-карбонатитового состава в ассоциации с меймечитами, нефелинитами, умереннощелочными и щелочными пикритами [7]. По оперяющим кольцевую структуру разломам в пределах Маймеча-Котуйской провинции отмечается латеральная зональность [7]: к юго-востоку от Гулинского массива (центра горячего пятна) с редкометалльно-титан-хром-благороднометалльным оруденением в 100–250 км интрузии Маган, Ыраас, Ессей и др. приобретают щелочно-салический уклон с апатит-редкометалльно-редкоземельной специализацией и завершаются формированием на удалении от указанного центра Харамайским кимберлитовым полем.

Северная часть Горячего пятна вскрывается в центральной части гор Бырранга в пределах Янгодо-Горбитского выступа. Характерной чертой магматизма структуры [12] является наличие в ее пределах ранне-среднетриасовых дифференцированных платиноносных шрисгеймит-феррогаббро-троктолит-сиенитовых, монцоферрогаббродолеритовых и плагиоверлит-габбродолеритовых интрузий с титаномангнетитовым и сульфидно-медно-никелевым оруденением, а также средне-позднетриасовых вулканитов трахиандезит-трахитового состава, кольцевых интрузий феррогаббро-монцонит-граносиенитовой, нефелин-сиенитовой формаций, позднетриасовых коровых карбонатитов различной морфологии, алмазонасных альнеитов. С сиенитами и карбонатитами связано флюорит-барит-редкоземельное оруденение с U и Th, которое на удалении к северу сменяется на Ag-Pb-Zn и Au-Sb-Hg-As оруденение. На Западном Таймыре магматизм Горячего пятна завершается дайковыми полями потенциально алмазонасных лампроитов и трубками взрыва щелочных сиенитов, на Восточном – карбонатитами с золотосодержащим полиметаллическим и флюорит-баритовым оруденением и инъективными телами потенциально алмазонасных флюидоэксплозивных брекчий.

Литература

1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В. и др. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.
2. Балдин В.А., Мунасыпов Н.З., Шарафутдинов Т.Р. Уточнение границ Западно-Сибирского бассейна на Таймырском полуострове // Геология нефти и газа. 2018. № 3. С. 59–74.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51,52 – дельта р. Лены. Объяснительная записка / Науч. ред. Проскурнин В.Ф., Шкарубо С.И. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 274 с.+ 9 вкл. (Роснедра, ОАО «МАГЭ», ФГУП «ВСЕГЕИ»).

4. *Гринев О.М., Лопатин Г.Г., Гончаров М.М.* Особенности структурно-тектонической позиции и эволюции магматизма Маймеча-Котуйской провинции и Хатангского прогиба // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Томск: НТЛ, 1997. С. 137–148.

5. *Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выделения закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометаллических месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т.51. № 9. С. 1159–1187.

6. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2000. 40 с.

7. *Егоров Л.С.* Щелочно-ультраосновной магматизм и его минерогения // Геология рудных месторождений. 1985. № 4. С. 24–40.

8. *Карцева Г.Н., Ронкина З.З., Колокольцева Е.П.* Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971. С. 7–18.

9. *Лобусев М.А., Бочкарев А.В., Лобусев А.В., Салахова Л.Н.* Выделение и обоснование Арктической газоносной провинции на севере Западно-Сибирского мегабассейна // Вестник газовой науки, 2021. № 3 (48). С. 61–72.

10. *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

11. *Проскурнин В.Ф., Симонов О.Н., Соболев Н.Н.* и др. Тектоническое районирование севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Недра Таймыра. Дудинка. 2003. Вып. 1. С. 178–209.

12. *Проскурнин П.Ф., Петров О.В., Салтанов В.А.* Горячее пятно Таймыра – рудоносный след Сибирского (Исландского) плюма? // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 2. Материалы ЛП Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 187–191.

13. *Резвой Д.П.* О Великом георазделе Азиатского материка // XXII сессия МГК: Доклады советских геологов. 1964. С. 172–184.

14. *Шарпенко Л.Н.* Магматогенно-кольцевые структуры. Л.: Недра, 1979. 231 с.

Эклогиты неркаюского метаморфического комплекса (Приполярный Урал): первые результаты U-Pb датирования циркона

Неркаюский метаморфический комплекс, ограниченный с востока Главным Уральским разломом, прослеживается в северо-восточном направлении на 80 км по правобережью р Хулга от ее крупного притока – р. Хальмерью на юге до р. Бол. Тыкотлова на севере. Максимальная ширина выхода метаморфических пород 15 км. По структурно-метаморфическим признакам и единичным геохронологическим данным комплекс относится к нижнепротерозойским образованиям [4]. Он сложен слюдяными кристаллическими сланцами, плагиогнейсами, амфиболитами и в различной степени амфиболитизированными эклогитами. Породы многократно дислоцированы и преобразованы последовательно проявившимися метаморфическими процессами. Фрагменты наиболее ранних структурных элементов представлены линейными складками преимущественно субширотной и северо-западной ориентировок, поперечными генеральному простиранию уралид.

Эклогиты и амфиболиты слагают относительно маломощные и протяженные межпластовые тела. На рис. 1 в качестве примера приведена схема геологического строения одного из участков распространения в различной степени амфиболитизированных эклогитов на правобережье р. Неркаю, в районе выс. Масимка-Нюр. Учитывая морфологию пластообразного тела, сложенного эклогитами и их амфиболитизированными разновидностями, его относительно большую протяженность (более 4.5 км) при незначительной мощности (менее 50 м), а также положение в разрезе между кристаллическими сланцами, различающимися по минеральному составу, можно предположить, что протолитами метабазитов, по крайней мере, в пределах изученного участка были базальты. Аналогичная картина наблюдается и на других участках распространения эклогитов и амфиболитов в пределах неркаюского комплекса. Сравнение распределения РЗЭ в эклогитах и амфиболитах с типовыми составами вулканитов основного ряда показывает их сходство с платобазальтами и умеренно-обогащенными толеитами окраинных (задуговых) морей [1, 2].

Раннепротерозойский возраст ранних метаморфических преобразований пород неркаюского комплекса, после получения U-Pb датировок

¹ Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

² Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

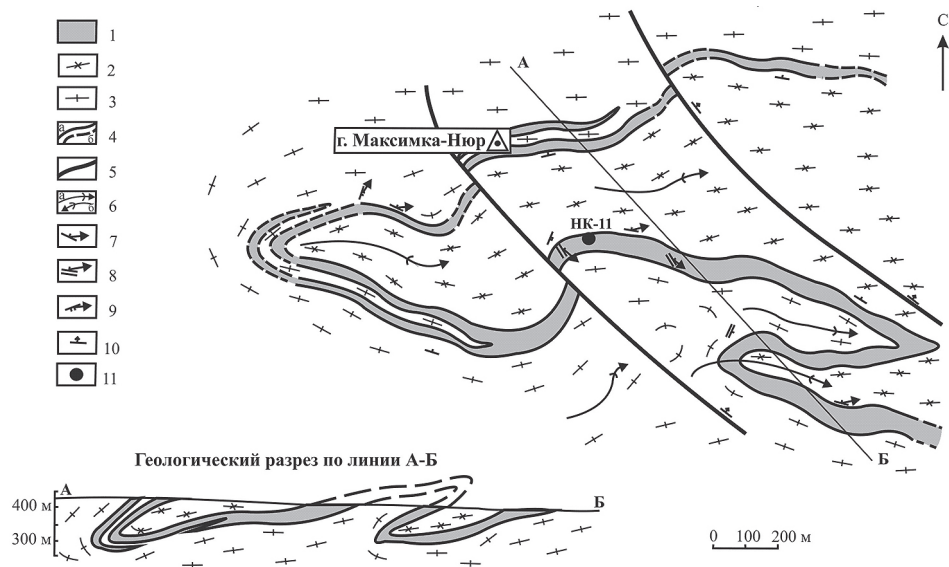


Рис. 1. Геологический план района выс. Максимка-Нюр

1 – эклогиты, амфиболизированные эклогиты; 2 – амфиболсодержащие слюдистые кристаллические сланцы; 3 – гранат-слюдистые кристаллические сланцы; 4 – границы геологических тел: а – установленные, б – предполагаемые; 5 – взбросы; 6 – оси складок ранней генерации: а – антиклиналей, б – синклиналей; 7–10 – элементы залегания плоскостных и линейных структур: 7 – контактов пород и шарниров складок ранней генерации; 8 – полосчатости и минеральной линейности; 9 – сланцеватости и минеральной линейности; 10 – плоскостей сместителей взбросов; 11 – место отбора пробы НК-11

гранулитоморофных зерен циркона (округлых *мультифасеточных* кристаллов) из амфиболсодержащих гранат-слюдистых кристаллических сланцев – около 2.0 млрд лет [3], можно считать вполне обоснованным. Однако отсутствие данных о возрасте эклогитов оставляло открытым вопрос о времени проявления высокотемпературного метаморфизма. С целью возможного решения этого вопроса была выделена и проанализирована монофракция циркона из амфиболизированного эклогита (проба НК-11). Проба отобрана из крупного коренного выхода, расположенного в пределах участка, показанного на рис. 1 ($65^{\circ}03'30,2''$ с.ш., $61^{\circ}51'19,7''$ в.д.). Порода имеет массивную текстуру, среднезернистую структуру и сложена омпактитом, гранатом, баррузитом и кварцем. Среди аксессуарных минералов установлены рутил, ильменит, титанит, магнетит, титаномагнетит, циркон и апатит.

Циркон присутствует в виде включений в кварце. В отобранной монофракции циркона преобладают прозрачные призматические кристаллы размером 100–250 мкм и $K_{удл} = 0–3$, а также обломки таких кристаллов.

Определение U-Pb возраста циркона выполнено методом LA-ICP-MS в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Из 35-ти изотопных анализов этого минерала исключены из дальнейшего рассмотрения те, которые имеют высокую дискордантность возрастов ($D \geq 10\%$), низкие значения, не отвечающие каким-либо реальным эндогенным событиям (205–121 млн лет) и единичные определения, не входящие в возрастные популяции. Возрастные значения оставшихся 24 датировок расположились на конкордии или вблизи нее и образуют шесть возрастных интервалов: 1923–1753 (среднее значение 1843 ± 51), 1083–1072 (1087 ± 61), 612–610 (612 ± 6), 496–493 (495 ± 5), 385–383 (384 ± 4), 259–255 (257 ± 3) млн лет. Рис. 2а демонстрирует прямо пропорциональную зависимость содержаний Pb и U в зернах циркона всех возрастных популяций и одинаковую ориентировку трендов их распределения. На рис. 2, б видно, что распределение Th и U в 4-х возрастных популяциях (1843 ± 51 , 1087 ± 61 , 612 ± 6 и 257 ± 3 млн лет) также прямо пропорциональное, характерное для этого минерала в большинстве эндогенных образований. Смещение некоторых фигуративных точек составов циркона в популяциях 1843 ± 51 и 257 ± 3 млн лет от основных трендов, указывающее на относительно пониженное содержание тория в этих минеральных индивидах, может быть, связано с влиянием метасоматических преобразований. В популяциях 495 ± 5 и 384 ± 4 млн лет явные закономерности в распределении Th и U не обнаруживаются. С учетом

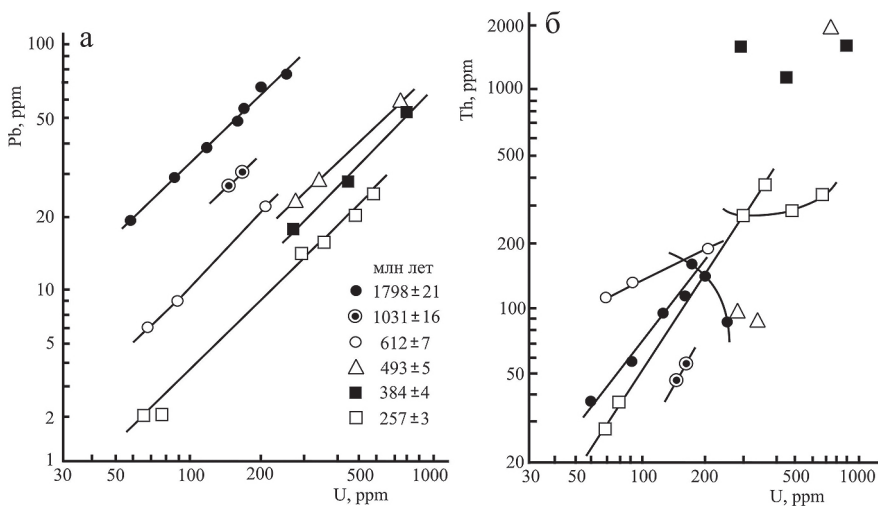


Рис. 2. Соотношения U–Pb (а) и U–Th (б) в цирконе из эклогитов

приведенных выше данных, валидными могут быть признаны возрастные значения популяций 1843 ± 51 , 1087 ± 61 , 612 ± 6 и 257 ± 3 млн лет.

В целом, результаты исследований подтверждают ранее сделанный вывод о полиметаморфической природе неркаюского комплекса [2]. Наиболее древний возрастной интервал датировок циркона (средний возраст – 1843 ± 51 млн лет), включающий, в том числе, возрастные значения 1923 ± 26 и 1901 ± 27 млн лет, может указывать либо на возраст протолита эклогитов, либо на время проявления наиболее ранних метаморфических преобразований пород. С учетом геологической позиции эклогитового тела в разрезе метаморфического комплекса (маломощное протяженное межпластовое образование, участвующее в формировании ранних складчатых структур субширотной ориентировки), более предпочтительной является интерпретация этих датировок, как верхнего возрастного рубежа раннего этапа метаморфизма рассматриваемых пород, который во вмещающих кристаллических сланцах оценивается интервалом 2004–1969 млн лет [3].

Исходя из этой концепции наблюдаемая смена минеральных парагенезисов в эклогитах и их амфиболизированных разновидностях (гранат-I + омфациит → гранат-II + барруазит → актинолит + хлорит + эпидот) дает основание считать возрастную метку 1843 ± 51 млн лет в качестве верхнего возрастного рубежа проявления метаморфизма эклогитовой фации.

Полученные данные являются первым прямым подтверждением до-рифейского возраста протолитов эклогитов неркаюского комплекса и с высокой степенью вероятности указывают на раннепротерозойский возраст высокобарического метаморфизма. Вторая и третья возрастные популяции коррелируются с эпизодами активизации процессов метаморфизма, как в неркаюском комплексе [3], так и в некоторых других полиметаморфических комплексах Урала. Последняя возрастная популяция циркона, скорее всего, связана с уральским орогенезом.

Литература

1. Кушманова Е.В. Геодинамические условия формирования и мантийные источники гранат-барруазит-омфациитовых пород неркаюского эклогит-сланцевого комплекса (Приполярный Урал) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы ЛШ Тетонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. С. 266–270.
2. Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Потапов И.Л., Панфилов А.В. Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. №11. С. 14–19.
3. Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И. и др. Возраст протолитов и геохронология метаморфизма Неркаюского эклогит-сланцевого комплек-

са Приполярного Урала // Вестник пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 2. С. 96–107.

4. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.

Ю.И. Пыстина¹

Минералогические критерии для разделения и корреляции докембрийских метаморфических толщ (Приполярный Урал)

Одним из спорных вопросов стратиграфии докембрия Приполярного Урала, является вопрос о том, с каких отложений начинается рифейский разрез. Выделяющаяся в основании рифейского разреза маньхобейнская свита нижнего рифея (по некоторым авторам среднего рифея) по нашим данным не может выделяться как самостоятельное структурное подразделение, т.к. это низкотемпературные диафториты в обрамлении нижнепротерозойского высокотемпературного няртинского гнейсо-мигматитового комплекса. Вышезалегающая щокурьинская свита, сложенная низкотемпературными породами, тоже содержит реликты высокотемпературных метаморфитов и по структурно-метаморфическим признакам не отличается от ниже залегающих пород. Резкое изменение разреза начинается с пуйвинской свиты, которая по нашим данным имеет верхнерифейский возраст. Она сложена продуктами проградного зеленосланцевого метаморфизма.

Таким образом, мы имеем, с одной стороны, комплексы полиметаморфических образований, которые в разной степени претерпели наложенный зеленосланцевый метаморфизм (няртинский комплекс относительно слабо измененный поздними низкотемпературными преобразованиями, маньхобейнская и щокурьинская свита – с сильной степенью низкотемпературных изменений), с другой стороны, – проградно измененные в условиях зеленосланцевой фации породы пуйвинской свиты. Изучение акцессорных минералов из пород разных ступеней метаморфизма и из пород, претерпевших близкий по $P-T$ -параметрам низкотемпературный метаморфизм, но разного типа (ретроградный и проградный) поможет более надежно проводить расчленение и корреляцию докембрийских метаморфических толщ. С этой целью нами были изучен акцессорный апатит.

¹ Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Анализ микроэлементного состава апатита показал, что в породах няргинского комплекса выделяются две генерации этого минерала – первая характеризуется значительно более высоким содержанием $\Sigma P3Э$ – 3455 г/т, вторая – 457 г/т. По содержанию Y – 812 и 128 г/т, Sr – 3780 и 1589 г/т, Ce – 803 и 26 г/т соответственно. С другой стороны, апатит из высокотемпературных метаморфических пород и продуктов их диафтореза (няргинский комплекс, «маньхобеинская» и шокуринская свиты), отличается от апатита из низкотемпературных метаморфитов – продуктов проградного метаморфизма (пуйвинская свита). Особенно если сравнивать с апатитом первой генерации: P3Э – 3455 г/т в апатите из диафторитов, 1700 г/т в апатите из пород пуйвинской свиты, Sr – 3780 и 1890 г/т, Ce 803 и 71 г/т соответственно. Кроме того, в апатите из высокотемпературных метаморфических пород и продуктов их диафтореза Eu-аномалии отрицательные, в апатите из низкотемпературных метаморфитов – положительные Eu-аномалии и существенно выше содержание U, Hf и Dy.

В хондрит-нормированных спектрах P3Э апатита (рис. 1) из гнейсов няргинского комплекса выделяются зерна с двумя типами фракционирования P3Э (La_N/Yb_N) – 4.68–7.7 и 0.13–0.71, P3Э (La_N/Sm_N) – 1.04–1.33 и 0.21–0.36, P3Э (Gd/Yb) – 4.33–4.96 и 1.27–2.66). $\Sigma P3Э$ – 242–6015 г/т. Для апатита из мусковит-хлорит-альбит-кварцевых сланцев маньхобеинской свиты и известково-сланцевых сланцев шокуринской свиты характерен более низкий уровень фракционирования P3Э (La_N/Yb_N) – 1.28–1.79 и 0.09–0.15, (La_N/Sm_N) – 0.32–0.51 и 0.18–0.21, (Gd/Yb) – 3.26–2.86 и 0.53–0.72 (рис. 1, b, c). $\Sigma P3Э$ – 1249–1376 и 279–297 г/т.

В хондрит-нормированных спектрах P3Э апатита из пород низкотемпературного метаморфизма (пуйвинская свита) отмечается очень слабое фракционирование P3Э (La_N/Yb_N) – 0.17–0.2, (La_N/Sm_N) – 0.09–0.11, (Gd/Yb) – 1.86–2.32) (рис. 1, f, c), положительные Eu-аномалии. Содержание Th = 0.09–0.2 г/т, U=0.15–0.26 г/т, ΣREE – 1693–1730 г/т.

Из приведенных выше данных следует, что апатит из высокотемпературных метаморфических пород и продуктов их диафтореза (няргинский комплекс, «маньхобеинская» и шокуринская свиты), отличается от апатита из низкотемпературных метаморфитов – продуктов проградного метаморфизма (пуйвинская свита).

Ранее нами был изучен циркон из этих же пород [1–3]. Полученные результаты показали, что в высокотемпературных метаморфических породах и продуктах их диафтореза выделяется несколько морфологических типов этого минерала, включая, наряду с детритовыми, и новообразованные разновидности. Причем среди новообразованных разновидностей, также выделяются несколько морфологических типов, характеризующих конкретное метаморфическое событие – гранулитовый тип в форме «футбольного мяча» [4], резорбированный тип в форме «цветной капусты» [4],

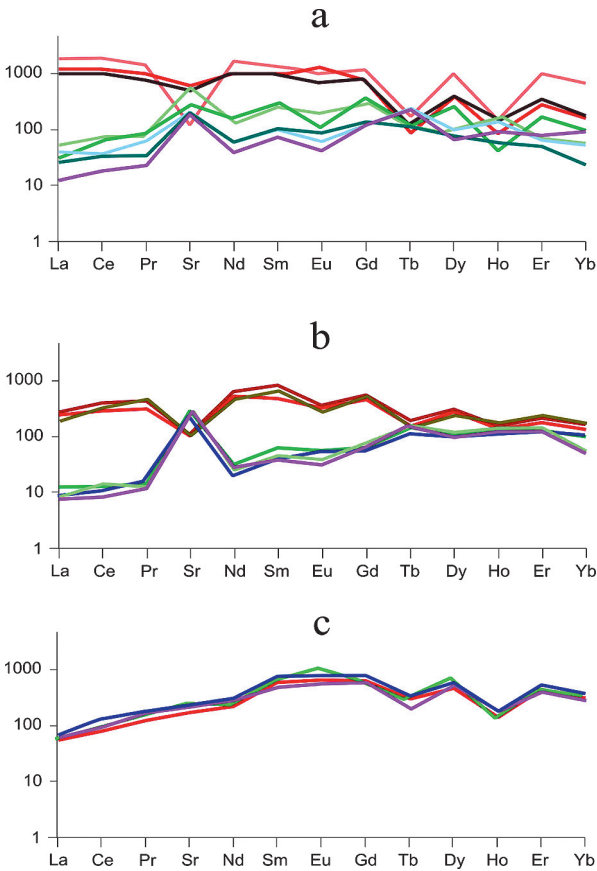


Рис. 1. Хондрит-нормализованные [5] спектры РЗЭ апатитов из метаморфических пород Приполярного Урала

a – из слабо диафторированных пород (гнейсы няринского комплекса), *b* – из сильно диафторированных пород (мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы маньхобейнской свиты и известковистые мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы шокуринской свиты), *c* – из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород (хлорит- мусковит-альбит-кварцевые сланцы пуйвинской свиты)

мигматитовый тип. В низкотемпературных метаморфитах пуйвинской свиты установлены лишь детритовые цирконы различной степени окатанности. Очевидно, что по морфологическим признакам циркона высокотемпературные метаморфические породы и продукты их диафтореза явно отличаются от низкотемпературных метаморфитов.

Таким образом, по морфологическим признакам и составу отдельных акцессорных минералов можно достаточно уверенно разделять докембрийские метаморфические толщи. В частности, в нашем случае, полученные результаты по апатиту и циркону показывают, что комплексы полиметаморфических образований, которые в разной степени претерпели наложенный зеленосланцевый метаморфизм (няргинский комплекс относительно слабо измененный поздними низкотемпературными преобразованиями, маньхобейнская и шокурьинская свита – с сильной степенью низкотемпературных изменений) вероятнее всего относятся к одному структурному этажу.

Литература

1. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М.* Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. 167 с.
2. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Б.* Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 2. С. 54–57.
3. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б.* Нижний докембрий в структуре палеозойда на Приполярном Урале // Докл. РАН. 2019. Т. 486. № 5. С. 572–576.
4. *Pin C., Lancelot J.* U-Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 79. P. 1–12.
5. *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

Ю.Л. Ребецкий¹, Т.Ю. Тверитинова¹

Тектоника орогенов тихоокеанского типа и механизм формирования напряженного состояния в зонах субдукции

После работ [4–6] главными особенностями строения орогенов тихоокеанского типа (ОТТ), формирующихся на активных континентальных окраинах, считаются: 1) наличие мощной аккреционной призмы; 2) региональный метаморфический пояс (мощность 2 км), пояс грани-

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

тоидных батолитов (мощность 15 км) и пояс кислых вулканических пород шириной 200–300 км; 3) мощный вулканизм, проявляющийся как на внутриокеанических дугах прямо над океанической литосферой, так и над континентальной плитой на расстояниях 400–600 км от тальвега океанского желоба; 4) утолщенная континентальная кора орогена. Орогенез начинается с субдукции, активного вулканизма и аккреции океанических пород. Важную роль в формировании ОТТ играют тектоническая эрозия, к которой относят фронтальную и базальную эрозию, а также прогрессивный метаморфизм, происходящий в эродированном коровом материале при его перемещении вдоль поверхности океанской коры до глубин 60 км [8]. Далее идет эксгумация и выдавливание вверх метаморфизированных пород на уровень средней коры с формированием купольного поднятия амагматической дуги, а также подъем астеносферы и отделение области ОТТ типа от континента. Для зон субдукции западного фланга тихоокеанской сейсмофокальной области характерно наличие на глубинах 400–600 км субгоризонтально лежащих стагнант блоков с горизонтальной протяженностью в 700 и более километров.

Формирование всех основных структур и процессов ОТТ рассматривается в рамках концепции тектоники литосферных плит, основополагающей теорией которой являются циклы Вилсона. Последние предполагают, что основным фактором, создающим условие для горизонтального движения океанской литосферной плиты, является восходящая ветвь общемантийной конвекции, формирующая зону океанского спрединга (ЗОС). Здесь в соскальзывающей с хребта океанской литосферной плите возникает повышенное горизонтальное давление. Считается, что горизонтальные ветви мантийной конвекции, растекающиеся в обе стороны от ЗОС, создают касательные напряжения на подошве океанской литосферы в стороны от ЗОС к зонам субдукции. Это увеличивает уровень горизонтальных напряжений сжатия по мере приближения к зоне субдукции (ЗС). Третьим силовым фактором, определяющим движение океанской литосферной плиты в ЗС, является тяговое усилие со стороны погруженной в мантию части океанской литосферы. Оно возникает по мере погружения океанской литосферы вследствие ее утяжеления из-за избавления от части воды. Все перечисленные силовые факторы не только определяют горизонтальное движение океанической литосферы вдоль земной сферы, но и определяют ее пододвигание под континентальную. Продолжение этих взглядов должно распространяться также на геометрию слэба в верхней мантии – обратный изгиб и выполаживание на глубинах 400–600 км. Следствием действия всех указанных выше силовых факторов в океанской литосфере в зоне перед тальвегом желоба там, где литосфера еще не испытывает значимого изгиба, в направлении, нормальном к простиранию ЗС, должен действовать наибольший уровень напряжений горизонтального сжатия,

и это напряжение является главным сжатием. По мере погружения слэба океанской литосферы это сжатие должно уменьшаться из-за действия тягового усилия при погружении слэба. На каких-то глубинах напряжения, действующие вдоль погружения слэба, уже не будут наибольшими сжимающими напряжениями. Наличие более высокого уровня напряжений горизонтального сжатия вблизи тальвега желоба со стороны океанской литосферы должно приводить к тому, что и с другой стороны от тальвега океанского желоба в направлении, нормальном к его простиранию, будет действовать главное напряжение наибольшего сжатия, высокий уровень которого определяет укорочение и утолщение континентальной коры в ОТТ.

Сделанные выводы однако не находят своего подтверждения ни в сейсмологических данных ЗС, ни в представленных выше описаниях главных факторов и процессов ЗС. Основные противоречия следующие: (1) Сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений, возникающих в океанской коре перед тальвегом желоба, являются сбросовыми. Поэтому тектонофизические реконструкции напряжений показывают, что ориентация напряжений наибольшего сжатия здесь субвертикальная, а из двух субгоризонтальных главных напряжений в направлении нормали к простиранию ЗС действует наименьшее сжатие [7]. (2) Тектонофизическая реконструкция напряжений, выполненная по сейсмологическим данным, показала, что в глубинной части слэба (100–400 км) в направлении его погружения действует наименьшее из главных сжимающих напряжений [1]. (3) Погружение осадочной аккреционной призмы на глубины до 60 км невозможно в условиях высокого уровня горизонтального сжатия на границе между погружающейся океанской литосферой и континентальной литосферой. (4) Высокий уровень горизонтального сжатия, который будет действовать с самого начала субдуцирования океанской литосферы, не позволит сформироваться вулканическим процессам, т.к. давление магмы в магмопроводящих каналах в верхней части коры не способно продвинуть магму вверх в коре с напряженным состоянием горизонтального сжатия [3]. (5) Формирование на посторогенной стадии ОТТ задугового моря также невозможно объяснить в модели с высоким уровнем напряжений горизонтального сжатия в океанской литосферной плите.

Для формирования растяжения в тылу островной дуги (посторогенная стадия), проявления вулканизма на поверхности континентальной коры (переходная и основная стадии), затягивания осадочной аккреционной призмы вниз (начальная стадия) необходимо допустить возможность надвигания континентальной литосферы на океанскую – механизм ролл-бэк [2]. Т.е. следует говорить о том, что на всех стадиях процесса формирования ОТТ в океанской литосфере не было напряжений большого горизонтального сжатия, действовавших по нормали к простиранию

ЗС. Ровно это и подтверждают сейсмологические данные и результаты тектонофизической реконструкции напряжений. Заметим, что из результатов тектонофизической реконструкции глобального поля тектонических напряжений [2] также следует, что в направлении от ЗОС до ЗС в океанической коре наибольшее горизонтальное напряжений действует параллельно простиранию этих структур. Таким образом, нет давления в ЗОС и касательных напряжений в направлении ЗС на подошве океанской литосферы. Следует отметить, что механизм ролл-бэка хорошо объясняет формирование стагнант блоков.

Вопросы формирования напряжений горизонтального сжатия в коре ОТТ мы связываем с процессами вулканизма и тектонической эрозией, а объяснение увеличения мощности коры связано с выплавками базальтов, происходящими после поступления воды в континентальную кору из мантии над стагнант блоком и погруженной океанской литосферы в зоне субдукции.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л. О механизмах генерации избыточного горизонтального сжатия в континентальной коре // Физика Земли. 2001. № 2. С. 23–35.
2. Ребецкий Ю.Л. Поле глобальных коровых напряжений Земли // Геотектоника. 2020. № 6. С. 3–24.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонофизическое районирование сейсмогенных разломов Восточной Анатолии и Караманмарашские землетрясения 06.02.2023 г // Физика Земли. 2023. № 6. С. 37–65.
4. Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics // J. Geophys. Res. 1970. V.75. P.2625–2647
5. Miyashiro A., Aki K., Sengor A.M.C. Orogeny. John Wiley&Sons, 1982. 242 p.
6. Maruyama S., Liou J.G., Terbayashi M. . Blushchist and eclogites of the world, and their exhumation // Int. Geol. Rev. 1996. V. 38, P. 485–594.
7. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. The State of Stress in the Earth's Crust along the Northwestern Flank of the Pacific Seismic Focal Zone before the Tohoku Earthquake of 11 March 2011// Tectonophysics. 2016. V. 685. P. 60–76.
8. Yamamoto S., Senshu H., Rino S., Omori S., Maruyama S. Granite subduction, tectonic erosion and sediment subduction // Gondwana Res. 2009. V. 15. P. 443–453.

Комплексирование методов Ребецкого и Расцветаева для реконструкции палеонапряжений по совокупностям разрывных структур разного генезиса

Среди известных и широко используемых в тектонофизике методов реконструкции напряжений, алгоритмы которых ориентированы на анализ зеркал скольжения [1, 2, 5, 7–9], отдельным образом выделяется структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева [6], в котором кроме трещин скалывания также используются и другие типы трещин и разномасштабных дизъюнктивных структурных форм (рис. 1). В первой группе методов глубина понимания физических взаимоотношений анализируемых разрывных структур с напряженным состоянием позволила разработать математические алгоритмы автоматизированной реконструкции напряжений [5]. Л.М. Расцветаев и его последователи [3, 4] определение направления главных напряжений производят на основе ручного анализа стереограмм и нахождения удовлетворительного решения без какой-то количественной оценки достоверности результата. Пример стереограммы с разными структурами сдвига (мех.), отрыва и содвига показан на рис. 1. Структуры образуют четкий парагенез максимального горизонтального сжатия ССЗ направления вблизи Джанхотского надвига [4]. Стресс-стилолитовые структуры ориентированы нормально к этому направлению (кроме одного в приосевой части складчатой структуры). Полюса отрывных трещин указывают на положение оси минимального сжатия или растяжения (σ_1), ориентированного в широтном направлении. Выполненная реконструкция методом катакластического анализа по смещениям на зеркала скольжения показывает аналогичную ориентацию осей главных напряжений.

В нашей работе сделана первая попытка разработать автоматизированный алгоритм расчета напряжений, в котором в рамках катакластического метода Ю.Л. Ребецкого в качестве дополнительных параметров, улучшающих качество получаемых данных о напряжениях, использовались структуры отрыва и сжатия, являющиеся основными в структурно-парагенетическом методе Л.М. Расцветаева. На рис. 2 показаны взаимоотношения на диаграмме Мора трещин сдвига, трещин отрыва и структур содвига (стресс-стилолиты) для напряженного состояния, в котором учтена роль флюидного давления (нормальные напряжения являются эффективными, т.е. равны разности между напряжениями в твердом скелете гор-

¹ Институт физики Земли РАН, г. Москва

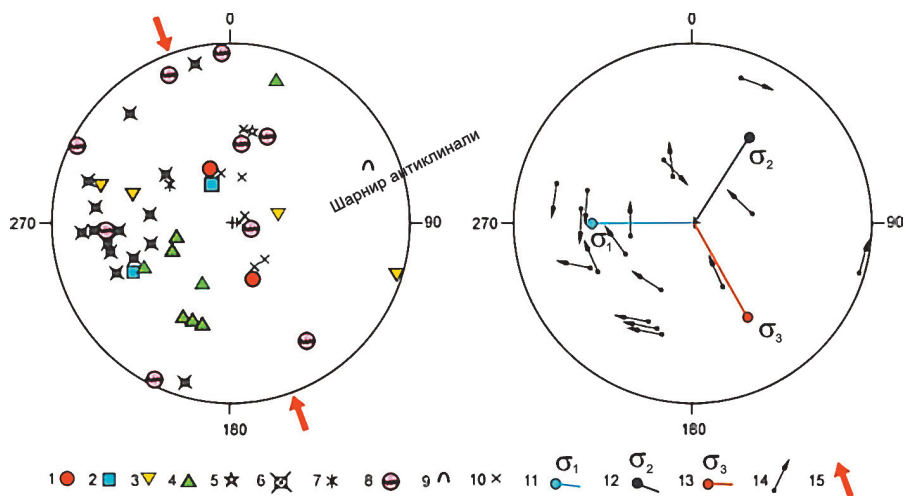


Рис. 1. Стереограммы (верхняя полусфера) с примером изображения исходных данных в структурно-парагенетическом методе Расцветаева (слева) и сопоставление с результатами автоматизированного расчета катакластическим методом Ребецкого (справа) на основе данных только по зеркалам скольжения.

1–8 – полюса тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – левые сдвиги, 4 – правые сдвиги, 5 – взбросовые или сбросовые перемещения (по падению/восстанию без определения относительного направления), 6 – отрывы, 7 – жилы, 8 – стресс-стилолиты; 9 – элементы залегания слоистости (нормальное), 10 – шарнир антиклинали, 11–13 – оси главных нормальных напряжений: 11 – минимальных, 12 – промежуточных, 13 – максимальных; 14 – направление перемещения висячего блока в полюсах трещин (зеркал скольжения) со структурно-кинематическими данными, которые были использованы при реконструкции; 15 – направление максимального горизонтального сжатия. Полюса плоскостей зеркал скольжения (условные знаки 1–4) с высокой степенью достоверности определения кинематики относительного смещения выделены толстой линией по краям значков

ной породы и давлением флюида в трещинах и порах. Как можно видеть, трещины отрыва совсем не обязательно должны быть ортогональны оси главного эффективного напряжения растяжения. Отклонение их нормалей от σ_1 означает, что кроме отрывной компоненты на них также реализованы и сдвиговые смещения. При этом разброс в ориентации нормалей таких отрывов может достигать 25° (в данном случае).

Трещины сдвига на диаграмме Мора лежат в широком диапазоне сжимающих эффективных напряжений, тяготея к положению напряжения

наименьшего сжатия. Кроме таких трещин на рис. 2 показаны трещины, нормали которых расположены в секторе, приближающемся к положению максимального сжатия, но выше линии минимального трения. Это трещины сдвига-содвига. В геомеханике пока не существует специального критерия, позволяющего различать хрупкие трещины сдвига, которые приводят к дилатансии и трещины сдвига с содвигом, приводящие к компакции. Такой критерий имеется в тектонофизике и был реализован в алгоритме катакlastического метода, в его приложении для сейсмологических индикаторов разрывных деформаций (механизмы очагов землетрясений). Было предложено из двух нодальных плоскостей выбирать ту, для которой кулоновы напряжения будут больше по величине:

$$\tau_c = \tau_n + k_f(\sigma_m + p_{fl}) \leq \tau_f.$$

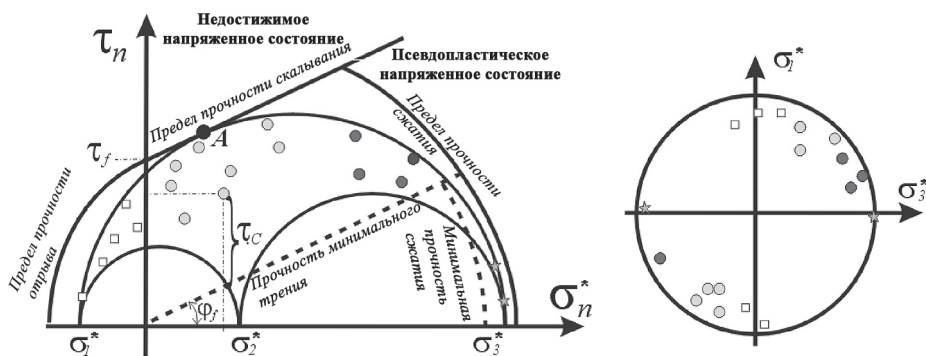


Рис. 2. Диаграмма Мора (а) и стереограмма (б) для массива с мегаскопическим масштабом усреднения напряженного состояния (линия минимального сопротивления трения параллельна линии предельно прочности), для которого одновременно могут существовать структуры разрушения в виде хрупких отрывов (квадраты белой заливки), хрупких сдвигов (кружки светло-серой заливки) и сдвига-содвигов (кружки темно-серой заливки), происходящих в условиях сжатия, и содвигов (звездочки). Нанесены линия предела хрупкой прочности на скалывания отрыв и сжатие. Пунктирные линии отвечают минимальной прочности трения для ранее возникших трещин и минимальной прочности на сжатие. Правее линии предела прочности на сжатие и массив переходит в псевдопластическое состояние, когда деформации осуществляются за счет трещин макро и микроскопического масштаба. Для одной из трещин сдвига показан графический способ оценки кулоновых напряжений T_c . По горизонтали направо – сжимающие эффективные напряжения, по вертикали – касательные напряжения, T_f – предел хрупкой прочности (cohesion), $k_f \cdot \tan \varphi$ – коэффициент трения, А – предельное напряженное состояние с максимальным значением кулоновых напряжений

Опыт реконструкции палеонапряжений катакластическим методом показал, что большая часть хрупких трещин сдвига (кружки светло-серой заливки на рис. 2) удовлетворяют этому критерию. Т.е. если для таких трещин создать синтетическую трещину, нормаль которой будет направление подвижки в реальной трещине, а направление смещения совпадет с нормалью для реальной трещины, то для такой синтетической трещины кулоновы напряжения будут меньше, чем для реальной.

В однородных выборках зеркал скольжения иногда присутствуют трещины сдвига, которые это правило нарушают. Для них кулоновы напряжения меньше, чем для синтетической трещины. Это трещины сдвиго-сдвига, развивающиеся в условиях высокого уровня сжатия. Положение нормалей этих трещин на стереограмме и напряженных состояний на диаграмме Мора лежит вблизи напряжения наибольшего сжатия, но выше линии минимального сухого трения (рис. 2). Если сравнить поверхность трещин сдвига и сдвиго-сдвига, то можно увидеть, что для первых результатом смещения является появление дополнительной пустотности в зонах мелких пул-аппартных отрывов вдоль тектонических уступов на бортах зеркала скольжения. Для вторых, наоборот имеет место некоторое раздавливание этих уступов с уменьшением объема породы (за счет выдавливания разрушенной породы вкрест смещения) в зоне сдвига, что обеспечивает снижение прочности сцепления при движении крыльев разрыва против «шерсти» («ступенек Гофера»).

Четвертый тип структур разрушения – это чистые содвиги, которые часто представлены стресс-стилолитами. Они на диаграмме Мора возникают в секторе ниже линии минимального сопротивления сухого трения и за линией минимально прочности на сжатие. Если для сдвиго-сдвигов причиной компакции является сдвиг, который меняет форму границы контакта бортов трещины в момент начала смещения, то для содвигов первичным является именно нормальное к трещине сжатие, которое на длительных временах приводит к разрушению выступов и шероховатостей контакта бортов и поэтому здесь в какой-то момент времени компакция (уплотнение зоны контакта трещины) может сопровождаться и сдвиговым смещением (сдвиго-сдвиги). Также, как и трещины отрыва, трещины сжатия – содвиги, совсем не обязательно должны быть ортогональны оси напряжения наибольшего сжатия. Отклонение их нормалей от σ_3 (максимальное сжатие) означает, что кроме компакционной компоненты на них также реализованы и сдвиговые смещения. При этом разброс в ориентации нормалей таких содвигов (стресс-стилолитов) также может достигать 25–30°.

Как выше уже было отмечено, классический алгоритм катакластического метода ориентирован на анализ данных о зеркалах скольжения (трещины сдвига и сдвиго-сдвига). В нем на первом этапе расчета осуществляется проверка на совместимость трещин одной фазе напряжен-

ного состояния, что выражается в требовании выполнения системы неравенств:

$$d\varepsilon_{11} \geq d\varepsilon_{22} \geq d\varepsilon_{33},$$

где $d\varepsilon_{ii}$ ($i = 1, 2, 3$) – приращения деформаций от каждой трещины в направлении искомым осей главных напряжений. Эта система неравенств позволяет для выборки трещин, прошедших проверку на однородность, на полусфере выделить области, где могут располагаться главные напряжения наибольшего и наименьшего сжатия (растяжения).

Использование трещин отрыва и содвига позволяет дополнить этот алгоритм еще одной группой неравенств: $d\varepsilon_{11} \geq 0$ и $d\varepsilon_{33} \leq 0$, которую следует применять соответственно к трещинам отрыва и содвига. Эти два неравенства позволят более быстро сужать на полусфере область возможного расположения осей главных напряжений.

Финальной частью алгоритма по определению положения главных напряжений в катакластическом методе является минимизация функционала, определяющего достижения наиболее эффективного уменьшения упругой энергии массива за счет смещения по трещинам из однородной выборки: $F = dS_{ii}\sigma_i$ (dS_{ii} – тензор приращений «сеймотектонических» деформаций). В случае использования трещин отрыва и трещин содвига этот функционал должен быть модифицирован. Предлагается использовать следующий функционал:

$$F = \sigma_1(dS_{11})_{\text{сдвиги}} + \sigma_1(dS_{11})_{\text{отрывы}} + \sigma_3(dS_{33})_{\text{сдвиги}},$$

в котором два дополнительных слагаемых отвечают соответственно трещинам отрыва и трещинам содвига.

Работа выполнена в рамках Госбюджетной темы ИФЗ РАН.

Литература

1. 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.
2. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Изд. Недра, 1992. 294 с.
3. Маринин А.В., Сим Л.А. Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника, 2015, № 5. С. 62–77.
4. Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Результаты тектонофизических исследований района Джанхотского надвига (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. 13 (3). 0645.

5. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.
6. Расцветаев Л.М. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов, М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
7. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets// Geophys. Res. 1984. N 89, B7. P. 5835–5848.
8. Lisle R. Principal stress orientations from faults: An additional constraint// Ann. Tectonicae. 1987. N 1. P. 155–158.
9. Reches Z. Analysis of Faulting in Three-Dimensional Strain Field// Tectonophysics, 1978. V. 47, P. 109–129.

Е.А. Родина¹, А.М. Никишин¹, К.Ф. Алешина¹

Проявления магматизма на При-Лаптевоморской части континентальной окраины Евразийского бассейна

Исследуемая область Евразийского бассейна, которая здесь называется При-Лаптевоморской, расположена между хребтом Ломоносова и полуостровом Таймыр, на границе с Лаптевоморским бассейном (рис. 1). Данная область хорошо изучена сейсмическими профилями МОВ ОГТ [1, 2]. Для нее имеются карты магнитных и гравитационных аномалий [1, 3]. Сейсмические комплексы для Евразийского бассейна выделялись с помощью их увязки с возрастом океанической коры по линейным магнитным аномалиям, а также путем корреляции с данными по скважинам – скважиной АСЕХ на хребте Ломоносова [4] и с новыми стратиграфическими скважинами на шельфе [5]. Более подробно обоснование сейсмической стратиграфии для Евразийского бассейна описано в работах [6–8].

При анализе сейсмических профилей для При-Лаптевоморской части Евразийского бассейна были обнаружены различные образования, вероятно, вулканической природы (рис. 2). Все они находятся **ниже** границы сейсмического горизонта, соответствующего событию break-up (переход от континентального растяжения к спредингу) с возрастом 56 млн лет (возраст начала раскрытия Евразийского бассейна). Граница с приблизительным возрастом 56 млн лет уверенно трассируется в пределах При-Лаптевоморской части Евразийского бассейна, т.к. ей свойственны высокоамплитудные отражения, угловое несогласие и выраженное эрозионное

¹ МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия

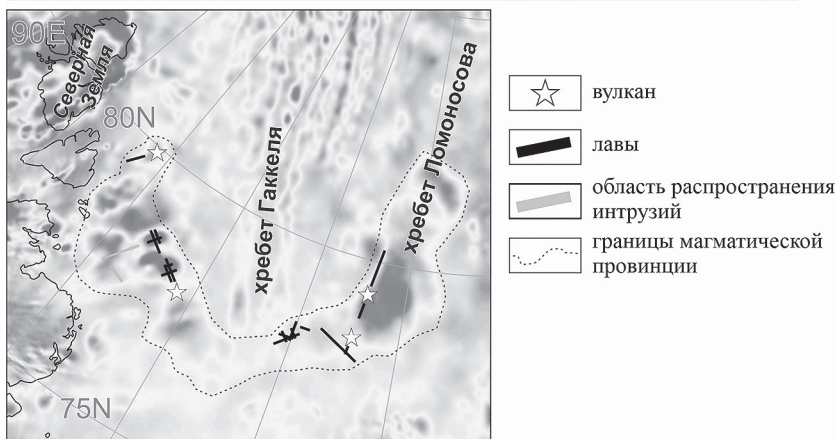
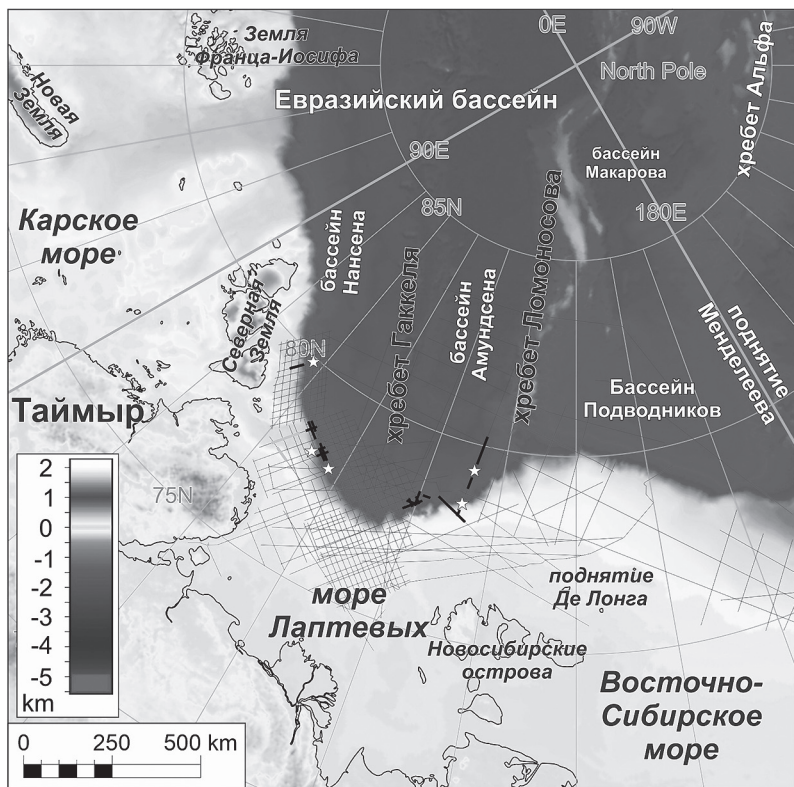


Рис. 1. Карта батиметрии [1, 3] с положением вулканов и областями распространения лав и интрузий. Внизу – карта магнитных аномалий для изучаемого района [1, 3]

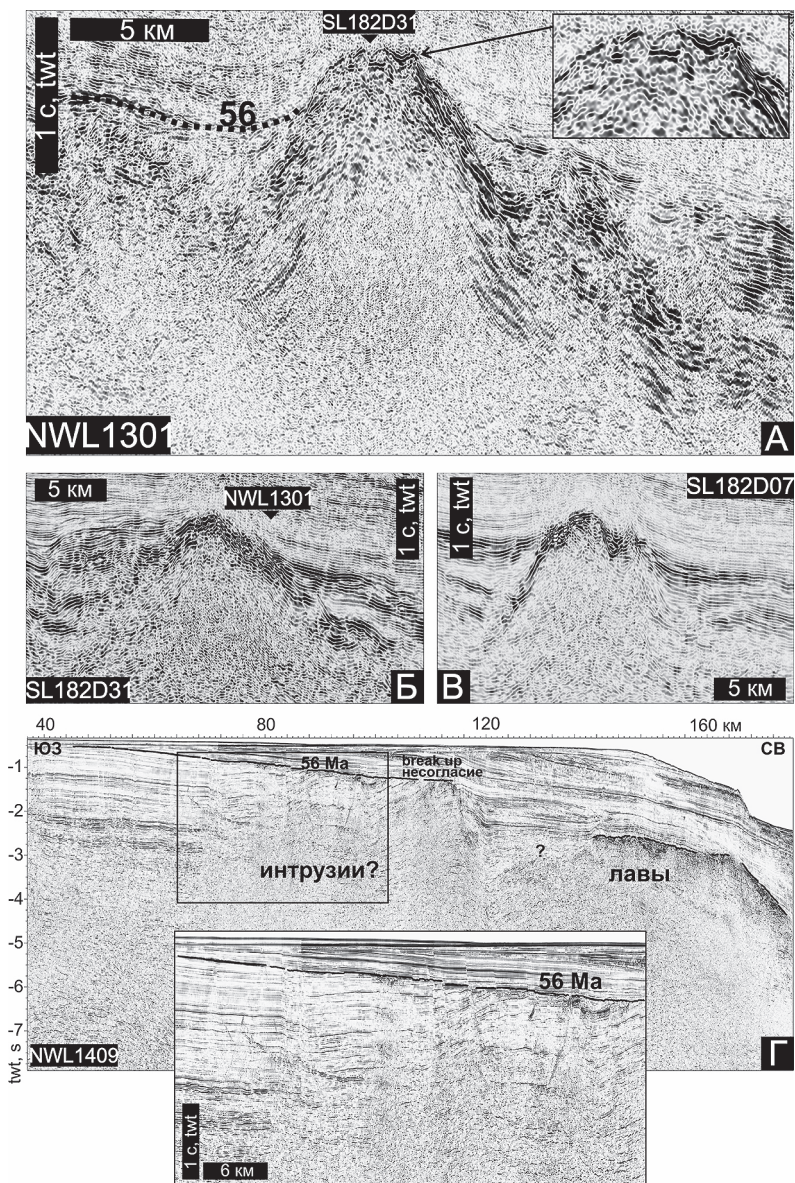


Рис. 2. А, Б, В – временные сейсмические профили, пересекающие вулканическую постройку. Номера профилей и точки их пересечения указаны на рисунке. На вершине постройке идентифицируется вероятная карбонатная постройка. Г – на временном сейсмическом профиле под границей break-up идентифицируются платобазальты и интрузии

срезание. Ниже этой границы в полуграбенах и впадинах идентифицируется синрифтовый комплекс. Подошва синрифтового комплекса не прослеживается.

В кровле синрифтового комплекса выделяются крупные постройки треугольной формы высотой 1–2 сек (TWT) и протяженностью в основании ~7–15 км (рис. 2, А–В). Симметричное строение построек, высокоамплитудная кровля самих построек, общее хаотичное внутреннее строение и редкие внутренние слабовыраженные рефлекторы, наклоненные параллельно стенкам построек, позволяют предположить, что это вулканы. На эродированных вершинах нескольких вулканов были обнаружены небольшие (высотой 0.1–0.2 сек, TWT и протяженностью в основании 2–3 м) холмообразные постройки с прерывистыми внутренними отражениями средней амплитуды (рис. 2, А, вырезка). Такие постройки можно интерпретировать, как часть карбонатной платформы. Граница 56 млн лет соответствует началу климатического палеоцен-эоценового температурного максимума и маркирует фазу начала резкого глобального потепления. В более теплых климатических условиях на изучаемой территории могла начаться карбонатная седиментация. Аналогичные постройки с подошвой на границе с приблизительным возрастом 56 млн лет были обнаружены нами ранее на батиметрических максимумах поднятия Менделеева [8]. Тот факт, что постройки карбонатной природы формировались на вершинах вулканов, свидетельствует в пользу того, что вулканические образования в При-Лаптевоморской части Евразийского бассейна древнее 56 млн лет, т.е. континентальное растяжение с вулканизмом предшествовало началу спрединга в Евразийском бассейне.

В составе синрифтового комплекса у кровли на горстах и в полуграбенах обнаружены пачки (толщиной 0.2–1 сек, TWT) высокоамплитудных, параллельных и субпараллельных, протяженных рефлекторов – вероятно, это лавы (рис. 2, Г). Отдельные высокоамплитудные рефлекторы различной морфологии и протяженности встречаются в отложениях строго ниже границы сейсмического горизонта, соответствующего событию *break-up*. Мы интерпретируем такие рефлекторы, как интрузии (рис. 2, Г, вырезка).

Все обнаруженные объекты магматической природы, были нанесены на карту магнитных аномалий (рис. 1). Можно выделить следующие закономерности. Все объекты попадают в область положительной аномалии. Объекты расположены симметрично с обеих сторон: вдоль шельфа и континентального склона на западе При-Лаптевоморской части Евразийского бассейна и вдоль западного склона хребта Ломоносова на востоке. По границам магнитной аномалии можно выделить границы магматической провинции с вероятным возрастом 66–56 млн лет, формирование которой предшествовало раскрытию При-Лаптевоморской части Евразийско-

го бассейна. Магматизм был синхронным с континентальным растяжением.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ (проект 22-27-00160).

Литература

1. 2019. Geologic Structures of the Arctic Basin / *Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V. (Eds.)*. Springer International Publishing, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-77742-9>

2. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S. et al.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 – Data collection // *Earth-Sci. Rev.* 2021. № 217. 103559. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103559>.

3. *Gaina C., Werner S.C., Saltus R. et al.* Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic. London. Arctic Petroleum Geology. Geological Society. Memoirs. 2011. № 35. P. 39–48. <https://doi.org/10.1144/M35.3>

4. *Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al.* Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. № 23. <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>

5. *Мальшев Н.А., Вержбицкий В.Е., Колюбакин А.А. и др.* Технологические аспекты и опыт стратиграфического бурения в морях российской Арктики // *Геология нефти и газа*. 2023. (в печати).

6. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S. et al.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // *Earth-Sci. Rev.* 2021. № 217. 103581. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>

7. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S. et al.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 – Mesozoic to Cenozoic geological evolution // *Earth-Sci. Rev.* 2021. № 217. 103034. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103034>

8. *Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др.* Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М., 2022. 156 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. № 632). https://doi.org/10.54896/00023272_2022_632_1

Эффективность комплексного анализа тектоники, магматизма, металлогении и геологии углеводородов; некоторые проблемы

Эффективность тектоно-магматического анализа не нуждается в лишних комментариях. Использование вместе с ним также металлогении и геологии углеводородов (УВ) заметно усиливает исследование и последующую оценку регионов. Это тем более важно и в связи с фундаментальной проблемой дегазации Земли [1–3, 5–11]. Далее – некоторые конкретные данные об этом.

Фенноскандинавский или Балтийский щит

Колоссальный плюм или вовсе предполагаемый суперплюм возраста ок. 2.51–2.39 млрд лет контролировал здесь, вероятно, значительно тектонику и магматизм (с существенно внутриплитными продуктами с глубинной изотопией и химией пород). Аналогии отмечены и на Канадском щите, но при отсутствии столь мощного палеопротерозойского, сумий (\pm сариолийский) магматизма. Это в свою очередь контролировало экономическую магматическую металлогению (Cu–Ni, Cu–Ni–Co, Fe–Cr–V–Ti, Fe–Mn, PGE (Pt–Pd), Au–Ag и т.д.). Возбужденная мантия, гигантский плюм или суперплюм рубежа неоархей–палеопротерозой ощутимо влияет на богатейшую (4-ю в мире по запасам) медно-никелевую и др. сульфидную минерализацию в Печенгской структуре или зоне. В Южной Печенге найдена и благородная минерализация. Свинцово-цинковая жильная – казалось бы нелогично – обнаружена и на побережье Баренцева моря (в стабильной жесткой структуре). В Карелии в палеопротерозое формировались также уникальные для всего мира углеродистые сланцы умеренного метаморфизма – шунгиты – предполагаемая ископаемая нефть или кероген. Все эти события косвенно согласуются с аномальным эндогенным

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Бакинский Государственный Университет (БГУ), Баку, Азербайджан

³ Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва, Россия

⁴ Satrap Resources, Перт, Австралия

⁵ Karand Sadr Jahan Mines and Mineral Industries Company, Мешхед, Иран

режимом региона, несущим и металлоносные флюиды. Контаминация силикатной корой в палеопротерозое на гигантской территории способствовала известково-щелочной петро-геохимии (для краткости – химии) пород, формально и ошибочно интерпретируемой прежде как влияние субдукции [1, 2, 10].

УВ однозначно контролируются разломами (известно еще от феноменального отечественного гения Д.И. Менделеева) или ослабленными зонами, хотя это, к сожалению, не отражено ясно в учебниках и т.д. Пример: УВ пояс Персидский залив – Баренцево море исключительно показателен. Приведем некоторые материалы и по УВ в связи с тектоникой изучаемых регионов (Южный Каспий – М. Кавказ – В. Иран, отдельные альпийские структуры и др.): Прибалханская зона Южного Каспия, участок Барсакельмес, фиксированы многоэтажные залежи УВ в образованиях миоцена–квартера? [(Международная Тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления – Богданов, Хаин и др., 2003)]; вторичная, подчиненная зональность нефть–газ (запад–восток) в Персидском заливе и на Каспии, Туркмения, прямо или косвенно отражающая падение напряжений против максимума их в центре Б. Кавказа.

Анализ детальных структурных карт дает порой однозначный максимум УВ, например, для нескольких площадей Западной Сибири, Южного Арала и др. Быстрая смена зональности УВ (нефть–конденсат–газ или разница в запасах) разного порядка фиксируется по разным картам разного масштаба, что говорит в пользу ощутимой именно кайнозойской миграции УВ. Это подчеркивал и признанный специалист Р.Б. Сейфуль-Мулюков и др.

Далее – различные факты по УВ других регионов и литературе, в том числе и по глубокому, но явно сильно подчиненному фактору УВ [8–10]:

- баланс УВ во времени постоянен;
- смешение биогенных и абиогенных газов в сипах (выход УВ) Турции, в условиях активной тектоники – на основе изотопии углерода и кислорода (С, О);
- по данным группы М.Д. Хуторского – Б.Г. Поляка, ГИН РАН, установлена примесь именно захваченного мантийного изотопа гелия 3 для грязевых вулканов во время кайнозойского магматизма Большого Кавказа, но он считается захваченным и не информативен здесь;
- органика вулкана Толбачик и др., Камчатка; выход метана и этана в действующих вулканах Исландии; захваченные УВ кальдеры Узон, Камчатка и мн. др. Но органика здесь, вероятно, захвачена;
- газогидраты в океанах;
- механизм круговорота (рециклинга) УВ с помощью субдукции (время: мезозой–квартер) известного сейсмолога М.В. Родкина – стирает

грань между противоположными гипотезами УВ. При этом, например, М.В. Родкин, Н.В. Пунанова и К.А. Иванов подтвердили близость геохимии УВ с нижней (для Камчатки – верхней, один случай лишь) корой. Ими же в 2022 г. получена обратная корреляция биогенных (в чехле) и глубинных микроэлементов. Известно, что и геохимия РЗЭ серпентинитов наиболее близка таковой нефтей.

– биогенные УВ, но лишь спровоцированные глубокой дегазацией (H_2 , CN_4 и др.) и разломами;

– для резко доминирующих в мире заведомо органических или биогенных УВ важен и сильно подчиненный глубокий фактор, катализирующий вызревание органического вещества. Некоторые разломы, дающие растягивающие напряжения, однозначно способствуют гидротермальной проработке, дающей залежи УВ, как показано Г.А. Калмыковым и др., МГУ.

Заключение

Тектоника – как субповерхностное концентрированное выражение геодинамики – ощутимо влияет на магматизм, металлогеническую специализацию, седиментацию и УВ. Тектоника нередко маркируется магматизмом (за исключением случаев запаздывания магматизма) и активным флюидным режимом. А магматизм, в свою очередь, рождает магматическую металлогению. Затем магматическая металлогения опосредованно влияет на осадочную металлогению (медистые песчаники, железные шляпы и т.д. [5, 7, 10]). И, наконец, металлогения часто ассоциирует с УВ (УВ ниже в колонке и позже по времени, по А.М. Кузину, например – Ю. Урал, отчасти Ю. Иран и др.). Комплексный анализ указанных дисциплин, конечно, очень нужен и весьма перспективен.

Авторы очень признательны В.Г. Трифонову, А.В. Гирнису, В.В. Ярмолюку, Е.Л. Романько, В.Л. Сывороткину, Д.А. Астафьеву, М.В. Родкину, А.М. Кузину и мн. другим за консультации, полезные долгие обсуждения, а также бескомпромиссную, но при этом конструктивную и доброжелательную критику.

Исследование выполнено в рамках госзадания Геологического института РАН.

Литература

1. Имамвердиев Н.А., Баба-заде В.М., Романько А.Е., Абдуллаева Ш.Ф., Гасангулиева М.Я., Бабаева Г.Д., Велиев А.А. Формирование позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа // Геотектоника. 2017. № 5. С. 30–41.

2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., ред. Магматические горные породы. Средние и кислые породы. М: Наука, 1983. 410 с.
3. Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и геотектоника // Тез. докл. 3 Всесоюз. совещ. Москва. М.: Наука, 1991. С. 261.
4. Лучицкий И.В., Шилов В.Н. О геохимии вулканитов Курило-Камчатской островной дуги и ее аналогов // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 107–108.
5. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
6. Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитосодержащих толщ // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192. № 1. С. 184–187.
7. Страхов Н.М. Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука, 1983. 640 с.
8. Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС, 2017. 180 с. (Труды ГИН; Вып. 641).
9. Imamverdiyev N.A., Romanko A., Abdullayeva Sh.F., Prokofiev V., Vikentev I., Savichev A., Heidari M., Rashidi B. L. Caucasus – east Iran, Middle East: Some materials on geology and metallogeny, «hot» tectonics due to the African superPlume activity, melt and fluid inclusions; different data on hydrocarbons (HC, Oil-Gas), and some problems // News of Baku State University. 2014. N3. P. 113–136.
10. Solovova I.P., Girnis A.V., Ryabchikov I.D. Inclusions of carbonate and silicate melts in minerals of alkali basalts from the east Pamirs // Petrology. 1996. V. 4. N 4. P. 319–341.
11. Romanko A., Imamverdiyev N.A., Prokofiev V., Vikentev I., Rashidi B., Savichev A., Heidari M. Some new and previous materials on Alpine magmatism, tectonics, melt and fluid inclusions, and metallogeny in Eastern Iran // International Journal of Mining Science. 2018. V. 4. Is. 1. P. 11–28.

Т.В. Романюк¹, Н.Б. Кузнецов², А.В. Шацлло¹,
И.В. Латышева², И.В. Федюкин¹, А.С. Новикова²,
О.А. Маслова², К.И. Данцова³, А.В. Драздова¹,
А.С. Дубенский², К.Г. Ерофеева², В.С. Шешуков²

Возрасты детритового циркона из нижнеплейстоценовых кварцевых песков раннепалеолитической стоянки Кермек (Таманский полуостров): значение для раннечетвертичной палеогеографии Западного сегмента Большого Кавказа и западного Предкавказья

На Таманском берегу Азовского моря, между пос. За Родину (на западе) и пос. Пересыпь (на востоке) компактно расположена группа раннепалеолитических стоянок (с запада на восток по берегу) – Пересыпь, Богатыри/Синяя Балка, Родники 1–4, Кермек. В них за последние 20 лет обнаружено большое количество каменных орудий ашельской культуры. Сведения об истории открытия, географическом положении, археологической специфике и геологическом строении этих памятников приведены в публикациях, обобщенных в монографии [5].

В ряду этих археологических памятников наиболее древним обоснованно считают самый западный их них – стоянку Кермек. Здесь в западном борту оползневого цирка (рис. 1.1, координаты N45°21'26.75"; E37°06'11.48"), ежегодно проградирующего к югу, под почвенным слоем мощностью около метра (рис. 1.2), подошва которого маркирована здесь старинной кирпичной «мостовой» (рис. 1.3), вскрытой в оползневом откосе весной 2023 г., горизонтально залегает пачка мощностью от 1 до 2 м светло-бурых суглинков с очень неровной нижней границей. Эти неровности обусловлены тем, что нижние уровни разреза пачки заполняют отрицательные формы микрорельефа, существовавшие на момент начала ее накопления. То есть нижние горизонты этой толщи – это выполнение «эрозионных карманов», выравнивающее неровности эрозионной поверхности подстилающих образований. Под эрозионной поверхностью залегает отчетливо слоистая (с падением слоев к востоку под углом около 35–40°) терригенно-глинистая толща (рис. 1.4). В основании видимого фрагмента разреза этой толщи здесь залегают плотные массивные вяз-

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия



Рис. 1. Фотографии археологического памятника Кермек
 1 – общий вид Азовского побережья Таманского полуострова у пос. За Родину (вид на восток) с указанием положения оползневой цирка, в борту которого вскрыта стоянка Кермек; 2 – поверхность отрыва в оползневом цирке (вид на север, с пляжа); 3 – положение кирпичной «мостовой» в подошве современного почвенного слоя, вскрытой в 2023 г. в верхней части поверхности отрыва в оползневом цирке (вид на восток, от подошвы культуро-содержащего слоя в основании западного борта цирка); 4–8 – детали строения наклоненной к востоку нижнеплейстоценовой толщи, в разрезе которой залегает культуросодержащий слой с указанием мест отбора проб на детритовый циркон

кие (в подмокшем состоянии) глины видимой мощностью более 10 м, местами содержащие многочисленные несортированные и неокатанные разноразмерные обломки разнообразных пород (рис. 1.4 и 1.8). Выше глин залегают светло-серые существенно кварцевые пески (мощность 50–60 см), расслоенные маломощными линзами (до 5–7 см) грязно-коричневых несортированных пудинговых конглобрекций (рис. 1.6). Далее вверх по разрезу залегает выдержанный пласт (мощность до 70 см) с неровными и нечеткими верхней и нижней границами, аналогичных грязно-коричневых несортированных пудинговых конглобрекций, состоящих из разноразмерных обломков карбонатных пород (доломитов и доломитизированных известняков), «погруженных» в бурую песчано-глинистую массу (рис. 1.6 и 1.7). Венчает видимый фрагмент этого, падающего к востоку разреза, пачка (>10 м) почти белых или желтовато-белых мелко-среднезернистых существенно кварцевых (с примесью белой слюды) песков (рис. 1.2–1.4), с отчетливо выраженным косослоистым внутренним строением (рис. 1.5).

В многочисленных публикациях Е.В. Щелинского и его соавторов (в основном сотрудников ГИН РАН – А.С. Тесакова, П.Д. Фролова и А.Н. Симаковой) показано, что представленный в описанном фрагменте разреза слой грязно-коричневых несортированных пудинговых конглобрекций (рис. 1.6 и 1.7) содержит многочисленные артефакты раннеашельской каменной индустрии (см. обзор в монографии [5]). На основании результатов исследований комплексом биостратиграфических (изучение териофауны: мелких и крупных млекопитающих и других позвоночных; изучение малакофауны; изучение палинологических комплексов и т.д.) и магнитостратиграфических методов установлено, что возраст толщи, фрагмент которой содержит культуросодержащий слой стоянки Кермек, с некоторыми оговорками может быть определен в интервале 2.1–2.0 млн лет [5, с. 22]).

В мае 2023 г. на стоянке Кермек было отобрано две пробы песка – K23-075/1 – выше культуросодержащего слоя (рис. 1.4 и 1.5) и K23-075/2 – сразу под культуросодержащим слоем (рис. 1.4 и 1.6) для геохронологического U–Pb-изотопного датирования зерен детритового циркона (**dZr**). Датирование выполнено в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Технология выделения **dZr**, описание аппаратуры и принципы обработки и селекции первичных аналитических данных приведены в работе [4], а реализованный нами подход к разложению аналитической записи на отдельные фрагменты, с целью получения из одного аналитического сигнала (из одного U–Pb-изотопного анализа) двух и более датировок, изложен в работе [2]. В обеих пробах было изучено по 120 зерен **dZr**. По пробе K23-075/1 получено 295, а по пробе K23-075/2 – 258 датировок. Гистограммы и кривые плотности вероятности (КПВ) приведены на рис. 2.

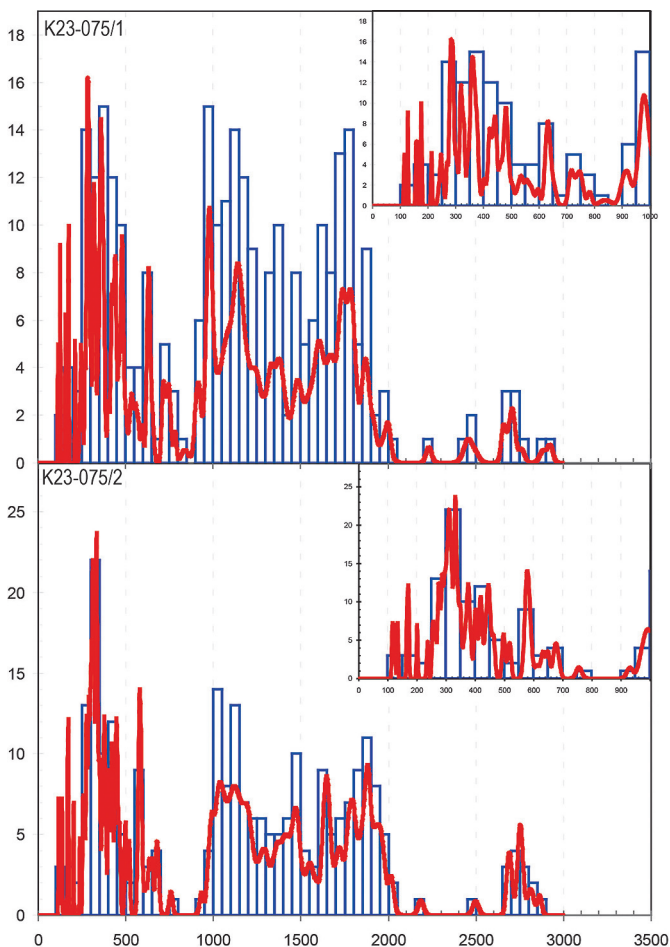


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности, иллюстрирующие характер распределения U-Pb изотопных датировок зерен детритового циркона из песков нижнеплейстоценовой толщи, в разрезе которой залегает культуро-содержащий слой археологического памятника Кермек. Проба K223-075/1 отобрана выше, а проба K223-075/2 – ниже культуро-содержащего слоя (см. рис. 1.4–1.6)

Большинство исследователей рассматривают геологическую позицию Таманского полуострова, с одной стороны, как связующий элемент современного орогена Большого Кавказа и Горного Крыма, а с другой стороны, – как приближенный к этим горным сооружениям южный элемент строения сопряженного с ними прогиба. Со времен работ А.Д. Архан-

гельского [1, с. 141] и М.В. Муратова [3] широко известны представления о том, что этот предгорный прогиб (Причерноморский, в терминологии А.Д. Архангельского или Индоло-Кубанский, в терминологии М.В. Муратова) сложен продуктами разрушения сопряжённых с ним орогенов Горного Крыма и Большого Кавказа. Поскольку в их строении широко представлены мезозойские изверженные комплексы, то в толщах, сложенных продуктами эрозии Горного Крыма и Большого Кавказа следовало бы ожидать большое количество детритового циркона с мезозойскими (и в первую очередь юрскими) датировками. Однако, в полученных нами наборах возрастов (рис. 2) мезозойские датировки практически отсутствуют, а широко представлены датировки, характерные для кристаллических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы и структур ее обрамления. Это позволяет нам сделать вывод о том, что на момент накопления охарактеризованной возрастами зерен dZr раннеплейстоценовой толщи археологической стоянки Кермек высокостоящих и интенсивно эродируемых орогенов Большого Кавказа и Горного Крыма еще не существовало, а Прикавказский прогиб в это время развивался как перикратонный.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-27-00409).

Литература

1. *Архангельский А.Д.* Избранные труды. Т. II. М.: АН СССР, 1954. С. 122–147.

2. *Колодяжный С.Ю., Кузнецов, Н.Б., Романюк Т.В. и др.* Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // *Геотектоника*. 2023. № 5. С. 3–29. DOI: 10.31857/S0016853X23050041.

3. *Муратов М.В.* Тектоника и история геологического развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов. Избранные труды. М.: Наука, 1986.

4. *Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др.* Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов // *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*. 2020. № 2. С. 18–33.

5. *Щелинский В.Е.* Ранний ашель Западного Предкавказья. СПб.: Петербургское Востоковедение. 2021. 132 с.

Вендский и кембрийский возраст протолита метаморфических пород в Восточных Мугоджарах (Западный Казахстан), девонский возраст эклогитового, гранулитового и амфиболитового метаморфизма

В восточных зонах Южного Урала широко распространены метаморфические комплексы, в которых проявлены эклогитовый, гранулитовый и амфиболитовый метаморфизмы [1, 3, 6, 9, 10], связанные с разными геодинамическими обстановками.

Наиболее полно метаморфические комплексы представлены в структуре Восточно-Мугоджарской зоны (ВМЗ), которая является южным продолжением Восточно-Уральской мегазоны. Талдыкская антиформа на западе ВМЗ граничит с Магнитогорской мегазоной, в строении которой принимают участие, в частности, девонские островодужные толщи. Ядро антиформы сложено толщами метаморфических пород, которые прорваны гранито-гнейсами. Возраст этих комплексов достаточно условно принимался, как рифейский [3, 5, 6]. Метаморфические комплексы смяты в складки нескольких генераций [2]. Узкие тектонические линзы сложены офиолитами.

Нижняя *южномугоджарская серия* представлена мигматизированными амфиболитами, в т.ч. пироксеновыми и гранатовыми, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, амфиболовыми сланцами плагиогнейсами. Среди амфиболитов отмечаются линзы эклогитов [1, 2, 6, 10]. Выше залегает *талдыкская серия*, сложенная полевошпатовыми кварцитами, кварцитами, мусковит-кварцевыми сланцами, двуслюдяными гнейсами и лептинитами. Сланцы и гнейсы содержат гранат, кианит, фибролит, ставролит. *Гранито-гнейсы мильсайского комплекса* прорывают южномугоджарскую и талдыкскую серии. *Китарсайская офиолитовая ассоциация* слагает узкие линейные синформы на западе района, на площади распространения талдыкской серии. Она представлена ультрабазитами с линзами гранатовых пироксенитов и амфиболитов [1, 3, 7].

Эклогиты тулепсайского комплекса залегают в виде согласных тел мощностью 0.5–1.5 м среди амфиболитов южномугоджарской серии. По химическому составу амфиболиты и эклогиты отвечают низко- и умеренно-калиевым базальтам и андезибазальтам толеитовой серии. Мак-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

симальные параметры метаморфизма эклогитов: $P = 15$ кбар, $T = 700\text{--}750$ °С. Эклогиты, возможно, испытали изотермическое преобразование при снижении давления до 12 кбар (гранулитовый метаморфизм). Возраст магматического протолита эклогитов по цирконам 544 ± 5 млн лет. Возраст высокоградного метаморфизма (эклогитового и наложенного гранулитового) по цирконам 374 ± 3 млн лет [10].

Ортогнейсы в разрезе талдыкской серии представлены гранатовыми и безгранатовыми двуслюдяными и амфиболовыми гнейсами. Порфиروبласты альмандина располагаются в лепидогранобластовом агрегате слюда, кварца и полевых шпатов. Альмандин во внутренних частях имеет состав $\text{Prp}_{15-14}\text{Alm}_{79-78}\text{Sps}_{3-2}\text{Grs}_{3,6-3,8}$, в оболочках $\text{Prp}_{13-12}\text{Alm}_{83-81}\text{Sps}_{2-1}\text{Grs}_{5,4}$. Слюда представлена мусковитом, аннитом, или Mg-биотитом, ПШ – олигоклазом, аксессуарный минерал титаномагнетит. По составу породы отвечают диоритам, гранодиоритам и гранитам, преимущественно известково-щелочной серии. В амфиболовых гнейсах содержания $\text{K}_2\text{O} = 0.38\%$, в слюдяных 1.1–3.8%. Гнейсы кислого состава, в основном соответствуют пералюминиевым гранитам вулканических дуг I-типа. Пиковые параметры метаморфизма для гнейсов на западе антиформы оцениваются как $P = 5.5\text{--}7$ кбар, $T = 550\text{--}650$ °С. Близкие значения для гнейсов района показаны в работе [3]. Возраст циркона двуслюдяных гнейсов на р. Олоталдык 546 ± 4 млн л (SHRIMP-II), при этом возраст метаморфических оболочек 412 ± 10 млн лет. Возраст циркона из залегающих рядом амфиболовых гнейсов 550 ± 4 млн лет (LA-ICP-MS). Возраст протолита гранат-слюдяных гнейсов на р. Каинды 542 ± 5 млн лет, при этом возраст метаморфизма около 372 млн лет (LA-ICP-MS).

Гранито-гнейсы Милысайского массива (комплекса) имеют лепидогранобластовую структуру за счет сочетания зерен кварца, ПШ и мусковита. Присутствуют редкие мелкие (1–2 мм) порфиробласты розового граната и магнетита. Плагиоклаз замещается КПШ с пертитовым строением. Текстура пород гнейсовидная. Директивные структуры подчеркивают сложную складчатую структуру. Состав гранитоидов варьирует от диоритов до гранитов низко- и высококальциевой известково-щелочной серии. Преобладают пералюминиевые надсубдукционные разности I-типа.

На восточном эндоконтакте Милысайского массива циркон из очковых гранат-слюдяных метадиоритовых гнейсов имеет возраст (LA-ICP-MS) со средневзвешенным значением 521 ± 14 (ядра, протолит) и 375 ± 5 млн лет (каймы, метаморфизм). На западном экзоконтакте циркон из жильных гранат-биотитовых ортогнейсов имеет возраст ядер (SHRIMP-II) 491 ± 3 млн лет (протолит), а кайм 382 ± 2 млн лет (метаморфизм). Т.о., возраст гранитов милысайского комплекса варьирует в пределах раннего–позднего кембрия.

В структуре присутствуют жильные тела более древнего комплекса. На р. Каинды цирконы из жильных гранитов, находящихся среди амфиболи-

тов и амфиболовых гнейсов (южномуджарской серии?) имеют возраст 590 ± 2 млн лет (средневзвешенное значение, LA-ICP-MS).

Китарсайская офиолитовая ассоциация, в которую включены серпентинизированные ультрабазиты, гранатовые мафит-ультрамафиты, слагает узкие, не более 300 м, приразломные синформы. Ультрабазиты, в основном серпентинизированные дуниты, изменены с образованием, антофиллит-асбеста, флогопита [3]. Протяженность вертикальных линз гранатовых пород от первых метров до 300 м, при ширине до 15 м. По обе стороны от выходов пород ассоциации находятся фрагменты разреза талдыкской серии с породами, содержащими кианит. Гранатовые пироксениты сложены гранобластовым агрегатом пироксена (допсид, авгит) и амфибола (чермакит, магнезиальная роговая обманка, барруазит) с порфиробластами граната размером 4–8, до 30 мм. В образцах с крупными порфиробластами граната его состав во внешних зонах $\text{Prp}_{58-52} \text{Alm}_{26-30} \text{Sp}_{0,8-1,4} \text{Grs}_{14-15}$, во внутренних $\text{Prp}_{65-61} \text{Alm}_{22-21} \text{Sp}_{2-1} \text{Grs}_{14}$. Клинопироксен, преимущественно авгитового ряда, со значительной вариабельностью состава $\text{Enst}_{56-53} \text{Fslt}_{6-3} \text{Woll}_{41-40}$. На границе с гранатом пироксен замещается Mg-роговой обманкой. Порфиробласты граната, особенно мелкие, окружены симлектитам, сложенными ортоклазом, санидином и чермакитом.

Гранатовые породы по составу варьируют от пикробазальтов до базальтов, принадлежат толеитовой серии. Содержания TiO_2 варьирует в пределах 0.5–1%, K_2O – 0.5–0.8%. По распределению редких земель породы соответствуют базальтам EMORB и NMORB. На диаграммах Th–Zr/117–Nb/16 точки располагаются в поле островодужных пород. Пиковые параметры метаморфизма предварительно оцениваются, как $T = 600\text{--}750$ °C, $P = 20\text{--}25$ кбар. Парагенезис с параметрами $T = 800\text{--}850$ °C, $P = 9.8\text{--}12.0$ кбар характеризует регрессивный метаморфизм. Возраст циркона, характеризующий протолит гранатовых пироксенитов, 558 ± 3 млн лет (SHRIMP-II), определяет возраст коры океанического бассейна (?), в которой формировался протолит гранатовых пород (дайковый комплекс?).

Метаморфизм в Талдыкской антиформе характеризует различные геодинамические обстановки. Наиболее ярко представлены эклогитовый и гранулитовый метаморфизм в эклогитах тулепсайского комплекса и гранатовых породах китарсайской ассоциации. Гранулитизация эклогитов проявлена замещением омфацита симплектитовым агрегатом диопсида и олигоклаза. Оба метаморфизма, вероятно, сближены во времени около 374 ± 3 млн лет [10]. Близкое значение 379 ± 3 млн лет отмечается для эклогитов в работе [4]. Высокоградный метаморфизм с возрастом 375 ± 5 , 372 ± 2 млн лет проявлен в цирконе гнейсов и гранито-гнейсов. Возраст метаморфизма $372\text{--}382$ млн лет близок к некоторым датировкам максютовского комплекса на Западе Южного Урала [12].

На комплексы с высокоградным метаморфизмом наложен ареал амфиболитового метаморфизма. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст биотита из гнейсов, возраст циркона которых 546 ± 4 млн лет, составляет 356 ± 6 млн лет и характеризует возраст амфиболитового метаморфизма. К этапу амфиболитового метаморфизма, по-видимому, относится образование рутила, выделенного из эклогитов. Значение его U–Pb-возраста 360 ± 2 млн лет [10]. С амфиболитовым метаморфизмом и анатексисом связывается образование слюдоносных пегматитов, которые в данном районе образуют промышленные залежи [3]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст мусковита из пегматитов 355 ± 5 млн лет. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст ПШ из гнейсов 328 ± 6 , а из пегматитов 327 ± 5 млн лет. Эти значения, вероятно, отражают более поздний подъем пород на уровень температурной устойчивости изотопной системы ПШ.

Полученные нами данные, с учетом данных предшественников [5] позволяют сделать вывод о том, что комплексы южномугоджарской, талдыкской серий и гранитоиды формировались на активной континентальной окраине в позднем рифее, венде и кембрии. Аналогичные комплексы распространены в Восточно-Уральской мегазоне севернее и в зоне Уралтау [8, 9, 11]. Китарсайская ассоциация характеризует кору смежного с континентальной окраиной океанического бассейна. Эклогиты района близки по возрасту УНР максюттовскому комплексу, располагаясь на сходном структурном уровне на разных крыльях Магнитогорской синформы. Эклогитовый метаморфизм связан с субдукцией утоненного края континента при коллизии с Магнитогорской островной дугой. Поток астеносферного тепла при отрыве слэба обусловил гранулитовый метаморфизм. Амфиболитовый метаморфизм связан с надсубдукционной обстановкой на окраине Балтики в позднем девоне – раннем карбоне.

Литература

1. Бирюков В.М. Высокобарические комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 207 с.
2. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Деформации и структурная эволюция метаморфических комплексов Талдыкской антиформы Восточно-Мугоджарской зоны Урала (Западный Казахстан) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С 48–59.
3. Ефимов И.А., Бурд Г.И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар // Советская геология. 1970. № 11. С. 36–89.
4. Иванов К.С. Палеозойская геодинамика Мугоджар (к проблеме выделения палеозон субдукции) // Уральский геологич. журнал. 2020. № 6(138). С. 57–71.
5. Краснобаев А.А., Баянова Т.Б. Новые данные по цирконовой геохронологии Талдыкского блока Мугоджар // Ежегодник-2005. Екатеринбург

бург: Издательство Института геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 297–300.

6. *Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т. и др.* Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Издательство МГУ, 1977. 268 с.

7. *Русин А.М.* Китарсайская эколгит-перидотитовая ассоциация Мугоджар // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 99–103.

8. *Рязанцев А.В.* Вендский надсубдукционный магматизм на Южном Урале // Докл. РАН. Т. 482. № 3. 2018. С. 311–314.

9. *Рязанцев А.В.* Раннепалеозойский возраст протолитов гнейсов и гранито-гнейсов на востоке Южного Урала: результаты U-Th-Pb (SIMS) геохронологических исследований // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 3–8.

10. *Рязанцев А.В., Голионко Б.Г., Котов А.Б. и др.* Возраст и термальная история эколгитов тулепсайского комплекса Восточных Мугоджар (Западный Казахстан) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 5–13.

11. *Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. и др.* Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. № 4. С. 43–59.

12. *Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al.* Precise Eclogitization Ages Deduced from Rb/Sr Mineral Systematics: The Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. V. 66 (7). P. 1221–1235.

**А.В. Самсонов¹, А.В. Степанова², Е.Б. Сальникова³,
Ю.О. Ларионова¹, А.Н. Ларионов⁴, М.Ю. Гущина⁵,
О.М. Силаева⁵, К.Г. Ерофеева¹, В.В. Устинова²**

Пассивный рифтогенез Карельского кратона 2.1 млрд лет назад

Геодинамика рифтов обсуждается в рамках двух альтернативных моделей. В модели активного рифтогенеза утонение и раскол литосферы инициированы подъемом мантийного плюма. В модели пассивного рифтогенеза первопричиной являются внешние растягивающие напряжения,

¹ ИГЕМ РАН, Москва, Россия

² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

³ ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁴ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Геологический институт геологии РАН, Москва, Россия

связанные с конвергентными обстановками, которые ведут к утонению и расколу литосферы и сопровождаются адиабатическим подъемом и декомпрессионным плавлением астеносферного материала [1]. Роль этих механизмов на разных этапах тектонической эволюции Земли является предметом острых дискуссий. Для фанерозоя обсуждаются модели как активного, так и пассивного рифтогенеза [4]. Для докембрия чаще всего привлекается плюмовая модель, и лишь в единичных случаях, например для Родинии, в неопротерозое, обоснована ведущая роль пассивного рифтогенеза при отступлении зон субдукции [17].

В докладе будет обсуждаться механизм рифтогенеза Карельского кратона в среднем палеопротерозое ~2.1 млрд лет назад. Рифтогенные комплексы этого тектонического этапа сохранились лишь в нескольких структурах Карельского кратона [8, 12]. На большей части территории эти комплексы полностью эродированы, и на поверхность выведены дайковые рои, которые имеют ареальное распространение на Карельском кратоне, и представляют, вероятно, глубокие уровни среза рифтогенных структур. С этапом 2.1 млрд лет связан также раскол западной части Карельского кратона и открытие Свекофеннского океана [2, 8, 9]. Основой доклада являются геолого-структурные, геохронологические и петрологические характеристики базитового внутриплитного магматизма с возрастом ~2.1 млрд лет [2, 3, 6, 13, 14, 16]. Базиты этого возраста представлены толеитами двух геохимических типов – деплетированными и обогащенными.

Деплетированные толеиты имеют площадное распространение на всей территории Карельского кратона. Наиболее известны и детально изучены крупные рои даек с возрастом 2.10–2.14 млрд лет. В этих дайках выявлены текстуры «дайка в дайке», указывающие на поступление базальтовых расплавов при интенсивном растяжении коры. Лавы и туфы деплетированных толеитов с возрастом ~2.10 млрд лет широко известны в рифтогенных структурах на западном краю Карельского кратона в разрезе морского ятулия [2, 8] и установлены в нижней части разреза заонежского горизонта в Онежской структуре [2]. Отличительными геохимическими чертами деплетированных толеитовых базальтов являются низкие концентрации всех несовместимых элементов, сильно обедненные спектры легких и нефракционированные спектры тяжелых РЗЭ, положительные аномалии Nb и высоко радиогенный изотопный состав неодима, сопоставимый с деплетированным мантийным источником. По всем этим характеристикам деплетированные толеиты с возрастом 2.1 млрд лет на Карельском кратоне аналогичны толеитам N-MORB, и образовались, вероятно, в обстановке растяжения континентальной литосферы при декомпрессионном плавлении деплетированной астеносферной мантии с минимальной контаминацией архейской корой [2, 13].

Обогащенные толеиты также имеют площадное распространение на Карельском кратоне, и известны в виде даек с возрастными 2.10–2.13 млрд лет. Эти дайки имеют внутренние текстурные и геохимические неоднородности, которые были связаны с порционным внедрением базальтовых расплавов в обстановке активного растяжения. По сравнению с деплетированными толеитами, обогащенные толеиты менее магниезильны, обогащены Fe, Ti и многими литофильными элементами, имеют слабо обогащенные спектры легких РЗЭ, небольшие отрицательные аномалии Nb и менее радиогенный изотопный состав неодима. Согласно петрогенетическим расчетам, все эти особенности обогащенных толеитов, могли быть получены при сочетании процессов дифференциации и коровой контаминации деплетированных толеитовых расплавов в ходе их подъема через менее проницаемые участки архейской коры [2].

Таким образом, геолого-структурные и петрогенетические характеристики базитового магматизма показывают, что в интервале времени 2.10–2.14 млрд лет назад вся архейская континентальная литосфера Карельского кратона была охвачена растяжением и утонением, которые сопровождалась адиабатическим подъемом и декомпрессионным плавлением деплетированной астеносферной мантии с поступлением в верхние горизонты коры базальтовых расплавов, претерпевших разную степень дифференциации и контаминации. Это свидетельствует в пользу модели пассивного рифтогенеза Карельского кратона 2.10–2.14 млрд лет назад. При обсуждении причин этого растяжения следует обратиться к Лапландско–Кольскому коллизионному орогену, который располагается в северо-восточном обрамлении Карельского кратона и был сформирован в ходе субдукционных и коллизионных процессов на месте одноименного океана в интервале времени 2.2–1.9 млрд лет назад [5, 10, 16]. Растяжение литосферы Карельского кратона при отступлении зон субдукции в Лапландско–Кольском океане ~2.1 млрд лет назад могло привести к формированию проницаемых зон в литосфере, что обеспечило быстрый подъем астеносферных расплавов деплетированных толеитов на всей площади Карельского кратона. Такой механизм может объяснить ареальное распространение базитов MORB-типа без повсеместного резкого утонения литосферы, как можно было бы ожидать в случае эрозии под влиянием плюма [11]. Сохранные участки мощной архейской литосферы Карельского кратона могли снизить скорость подъема мантийных расплавов, обеспечив условия для дифференциации в промежуточных камерах и контаминации деплетированных астеносферных магм коровым веществом с образованием обогащенных толеитовых расплавов.

Разрыв сплошности архейской континентальной литосферы и открытие океанического бассейна на западном краю Карельского кратона, возможно, контролировались сутурной зоной сочленения неоархейской коры

с палеоархейскими блоками, цепочка которых прослежена на западе Карельского кратона [7]. Дополнительным фактором, приведшим к расколу литосферы 2.1 млрд лет назад, мог служить подъем глубинного мантийного плюма в кратоне Херн, занимавшем близкую к Карельскому кратону пространственную позицию в архейском суперкратоне Сьюпериа [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ 23-17-00260.

Литература

1. *Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
2. *Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму с возрастом 2.1 млрд лет // Петрология. 2023. № 6. С. 577–601.
3. *Самсонов А.В., Степанова А.В., Гущина М.Ю. и др.* Рифтогенез в палеопротерозойской истории Онежской структуры: геохимия вулканогенно-осадочных пород заонежского горизонта // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024 (в печати)
4. *Aldaaajani T.Z., Almalki K.A., Betts P.G.* Plume versus slab-pull: example from the Arabian Plate // *Front. Earth Sci.* 2021. V. 9. P. 700550.
5. *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 // *Geol. Soc. London, Mem.* 2006. V. 32. № 1. P. 579–598.
6. *Davey S.C., Bleeker W., Kamo S.L. et al.* Evidence for a Single Large Igneous Province at 2.11 Ga across Supercraton Superia // *J. Petrol.* 2022. V. 63. № 5. P. 1–36.
7. *Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al.* Paleoproterozoic rocks in the Fennoscandian Shield / M.J.V. Kranendonk, V.C. Bennett, J.E. Hoffmann (Eds.), *Earth's oldest rocks*. Second Ed. 2019. Ch. 32. P. 819–835.
8. *Kohonen J.* From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Hoytinen area in North Karelia, Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 1995. V. 380. 82 p.
9. *Köykkä J., Lahtinen R., Huhma H.* Provenance evolution of the Paleoproterozoic metasedimentary cover sequences in northern Fennoscandia: age distribution, geochemistry, and zircon morphology // *Precam. Res.* 2019. V. 331. P. 105364.
10. *Lahtinen R., Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola orogen // *Precam. Res.* 2019. V. 330. P. 1–19.
11. *Lavecchia A., Thieulot C., Beekman F. et al.* Lithosphere erosion and continental breakup: interaction of extension, plume upwelling and melting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 467. P. 89–98.

12. *Melezhik V.A., Hanski E.J.* Palaeotectonic and Palaeogeographic evolution of Fennoscandia in the Early Palaeoproterozoic / V.A. Melezhik, A.R. Prave, A.E. Fallick et al. (Eds.). Reading the Archive of Earth's Oxygenation, V. 1. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. P. 111–178.

13. *Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al.* Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: petrology, geochronology and tectonic setting // *J. Petrol.* 2014. V. 55. P. 1719–1751.

14. *Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N. et al.* Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2022. V. 518. № 1. P. 101–128.

15. *Tuisku P., Huhma H.* Evolution of migmatitic granulite complexes: implications from Lapland Granulite Belt, Part II: isotopic dating // *Bull. Soc. Finland.* 2006. V. 78. № 2. P. 143.

16. *Vuollo J., Huhma H.* Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland / Eds. M. Lehtinen, P.A. Nurmi, B.T. Rämö. Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield // *Precamb. Geol. Finland.* 2005. P. 195–236.

17. *Wu G., Yang S., Liu W. et al.* Switching from advancing to retreating subduction in the Neoproterozoic Tarim Craton, NW China: implications for Rodinia breakup // *Geosci. Front.* 2021. V. 12. № 1. P. 161–171.

Д.Д. Секерина¹, А.С. Егоров¹

Эволюционная последовательность проявления геодинамических обстановок Рудного Алтая, определивших рудогенез Змеиногорского рудного района

В последние годы рядом ведущих научно-исследовательских организаций нашей страны проводится комплекс работ, направленных на обнаружение скрытого и слабо проявленного на поверхности колчеданно-полиметаллического оруденения [7]. Представленное исследование направлено на изучение одной из наиболее перспективных структур Рудного Алтая – Змеиногорского рудного района [2].

Несмотря на высокий уровень изученности региона, существует ряд дискуссионных вопросов, связанных с историко-эволюционной моделью

¹ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА (АКО)

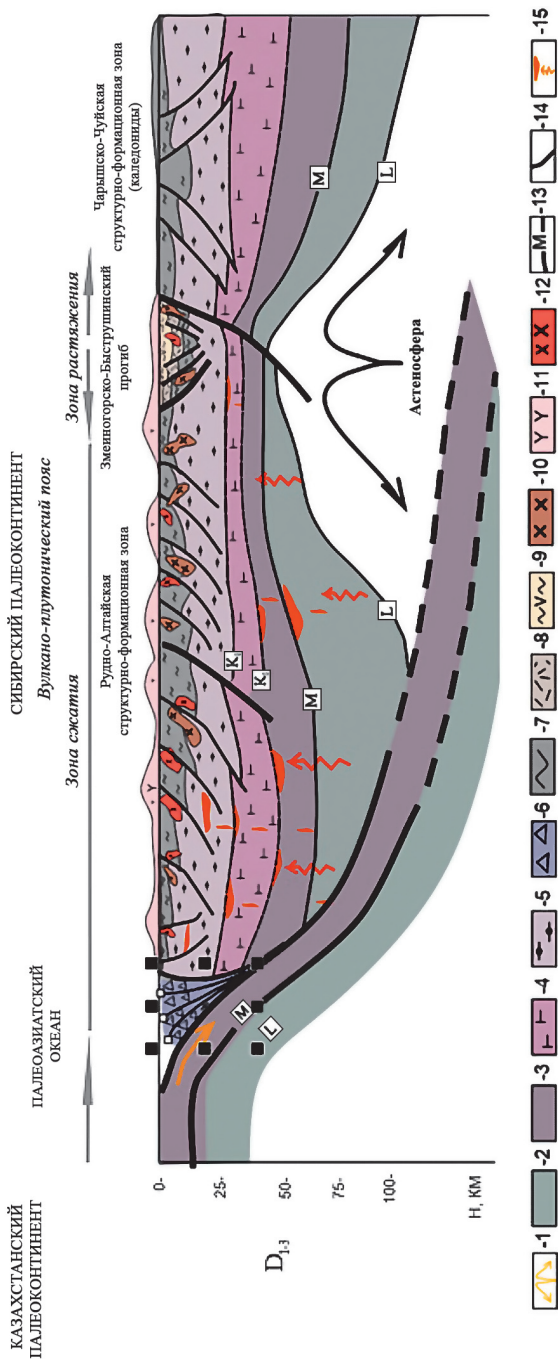


Рис. 1. Формирование структур Рудного Алтая на завершающем этапе активной континентальной окраины ($D_{2,3}$). 1–12 – структурно-вещественные подразделения: 1 – астеносфера и направление потоков аккреционной плюма, 2 – литосферная мантия, 3 – нижняя кора, 4 – средняя кора, 5 – верхняя кора, 6 – комплексы аккреционной призм, 7 – осадочные комплексы трансформной континентальной окраины; 8–10 – рифтогенные комплексы ($D_{1,2}$); 8 – бимодальная базальт-дацит-риолитовая формация, 9 – вулканогенно-осадочные риолит-риодацитовые формации, 10 – плагиограниты; 11, 12 – комплексы вулканогенно-осадочных формаций; 13 – границы радиальной расчлененности земной коры, в том числе, K_1 – подошва верхней коры, K_2 – подошва средней коры, М – граница Мохоровичича, L – подошва литосферы, 14 – разрывные нарушения, 15 – направления тепло-массопереноса и промежуточные магматические очаги

его формирования [4]. Основной обстановкой, с которой связывается формирование рудных формаций, является активная континентальная окраина, проявлениями которой выступают комплексы вулканоплутонического пояса и тылового рифтогенеза [3].

Поставленная задача решается на основе комплекса геолого-геофизических данных, обработка и интерпретация которых выполнена с использованием современных технологий геолого-геофизического моделирования. Методология выполненных исследований включает формирование рабочего банка данных, содержащего площадные и профильные материалы разных масштабов: геологические карты, дистанционные и геофизические основы, сейсмические разрезы и др. [1] Обработка этих данных выполнялась с использованием специализированных программных комплексов, таких как КОСКАД 3Д [5], Surfer, Oasis Montaj и др. На начальной стадии проводилась фильтрация помех, искажающих полезный сигнал. Выполнялось разложение полей на локальную и региональную составляющие, гравитационное и магнитное поля представлялись в форме псевдорельефа [6]. На этой стадии рассчитывались обратные задачи потенциальных полей и расчет сейсморазведочных разрезов в показателях «рефлективности» [8].

Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных была направлена на выделение разрывных нарушений, блоков и межблоковых зон, моделирование структур вулканоплутонического пояса, интрузивных массивов, проявленных на всех масштабных уровнях, как для площадных, так и профильных вариантов [6].

На завершающей стадии выполнялась увязка построенных карт и разрезов земной коры, формирование историко-эволюционных моделей, характеризующих развитие Рудного Алтая на разных этапах ее развития. Ниже представлен разрез, характеризующий формирование структур Рудного Алтая в режиме активной континентальной окраины: на западной окраине Рудно-Алтайского мегаблока развивался вулканоплутонический пояс; на востоке сформирована структура тылового рифтогенного прогиба (рис. 1).

Выводы

Анализ закономерностей развития структур Рудного Алтая, позволяет сделать вывод о приуроченности рудовмещающих формаций к комплексам активной континентальной окраины. Можно выделить три основные геодинамические обстановки, повлиявшие на формирование региона:

– на начальной стадии активной континентальной окраины формируется вулканоплутонический пояс и тылового рифтогенный прогиб (D_{1-2}), сопровождавшийся внедрением плагиигранитов (D_2); именно

на этой стадии происходит заложение колчеданно-полиметаллического оруденения.

– на поздней стадии активной континентальной окраины, происходило формирование базальт-риолитовых кремнисто-терригенных формаций, вмещающих колчеданно-полиметаллические руды преимущественно пирит-халькопиритового состава (Fe, Cu, Zn) [7]; кроме того, для данной стадии характерно внедрение гранитоидных батолитов (D₃), прорывающих плагиограниты, сформированные в среднем девоне;

– на стадии коллизионного орогенеза, вызванного столкновением Казахстана и Сибирского палеоконтинентов и закрытием Палеоазиатского океана (C₂), происходит формирование надвиговых дислокаций, фланги которых проявляются в пределах Змеиногорско-Быструшинского прогиба; процесс сопровождался внедрением интрузивных комплексов (C₁), что существенно осложняет процесс разведки перспективного оруденения за счет выхода на поверхность каледонских осадочных комплексов.

Литература

1. Гусев Н.И., Вовшин Ю.Е., Круглова А.А., Пушкин М.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-44 – Рубцовск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 415 с.

2. Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф., Киликко В.А., Сироткина О.Н. Обь-Зайсанская, Алтае-Саянская и Восточносаяно-Енисейская покровно-складчатые области: основные особенности тектонического развития // Региональная геология и металлогения. 2017. № 72. С. 26–41.

3. Дьячков Б.А., Мизерная М.А., Пяткова А.П., Бисатова А.Е., Мирошникова А.П., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А., Ойцева Т.А., Черненко З.И. К проблеме формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Отечественная геология. 2021. № 5. С. 3–16.

4. Кашин С.В., Молчанов А.В., Шатов В.В. Гидротермально-метасоматические формации регионального распространения и их использование для прогнозирования скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения (на примере Змеиногорского рудного района, Рудный Алтай) // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56.

5. Секерина Д.Д., Дергилева Е.А., Егоров А.С. Закономерности локализации структур каледонского и герцинского орогенеза Рудного Алтая // Региональная геология и металлогения. 2023. № 93. С. 52–62. DOI: 10.52349/0869-7892_2023_93_52-62.

6. Сенчина Н.П. Деконволюция Эйлера в интерпретации данных потенциальных полей Казанско-Кажимского авлакогена // Международ-

ный научно-исследовательский журнал. 2021. № 11 (113). DOI: 10.23670/IRJю2021.113.11.037

7. *Серавина Т.В., Кузнецова С.В., Филатова Л.К.* Особенности вещественного состава вмещающих пород и руд Лазурского рудного поля (Змеиногорский рудный район, Рудноалтайская минерагеническая зона) // Отечественная геология. 2021. № 3-4. DOI:10.47765/0869-7175-2021-10020.

8. *Movchan I., Yakovleva A., Movchan A., Shaygallyamova Z.* Early assessment of seismic hazard in terms of Voronezh massif – Moscow depression contact // Min. Miner. Depos. 2021. V.15. P. 62–70. DOI: 10.33271/mining15.03.062.

Д.А. Симонов¹, В.С. Захаров¹

Сеймотектонический анализ катастрофического землетрясения в юго-восточной Турции 6 февраля 2023 года

6 февраля 2023 года в 01:17:32 УТМ на юго-востоке Турции, в Восточно-Анатолийской разломной зоне в районе г. Газеантеп произошло катастрофическое землетрясение с магнитудой 7.8 [6]. Через 9 часов (в 10:24:47 УТМ) на расстоянии около 90 км на северо-восток от этого первого в районе разлома Чардак произошло второе сильное землетрясение с магнитудой 7.5. Оба события привели к значительным разрушениям и многочисленным человеческим жертвам и сопровождалось значительным афтершоковым процессом, продолжавшимся длительное время. Анализ данных землетрясений, а также связанных с ними процессов дают уникальную возможность для уточнения современной геодинамики региона и механизма взаимодействия тектонических плит. Цель работы – анализ сильных землетрясений 6 февраля 2023 года и их афтершокового процесса, а также выделение блоков земной коры региона и их современной кинематики для уточнения геодинамики региона и определения особенностей взаимодействия Аравийской и Анатолийской плит.

Для выделения блоков земной коры и анализа их современной кинематики в Восточной Турции нами были использованы данные однородной базы данных скоростей смещения станций постоянного наблюдения ГНСС, опубликованные в 2019 году [5]. Все скорости приведены к систе-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

ме координат с фиксированным положением Евразии [5]. Анализ проводился с применением авторских методик [1, 2]. Определение деформаций внутри выделенных блоков проводилось на основании сети триангуляции, построенной по станциям CORS-TR. Сейсмический режим форшокового и афтершокового процесса изучаемых землетрясений исследовался на основе детального анализа каталогов землетрясений USGS [7] и EMSC-CSEM [6], данных непосредственно о косейсмических смещениях, разнесенных EMSC-CSEM и других данных открытого доступа.

На основании проведенного нами анализа данных ГНСС по оригинальной методике авторов [1] в восточной Турции было выделено шесть кинематически однородных кластеров. Установлено, что границы выделенных кластеров могут быть проведены по известным активным разломам, что позволяет интерпретировать их как относительно жесткие блоки земной коры.

Проведенный анализ кинематики блоков и скоростей деформаций земной коры показывает, что основным механизмом смещения вдоль Восточно-Анатолийского разлома является горизонтальный левый сдвиг без выраженной нормальной компоненты со скоростью от 1 см/год в восточной части до 0.8 см/год в западной. Вдоль разлома Чардак происходили смещения, соответствующие левому сдвигу-взбросу, со скоростью менее 0.7 см/год. Такая кинематика выявляется как на относительно длительных интервалах времени (10 лет) на основании анализа данных ГНСС, так и для мгновенных смещений в результате крупных сейсмических событий по механизму очагов. Осредненный полюс вращения для всех пунктов ГНСС [5], расположенных в пределах Анатолийской плиты находится на Синайском п-ове, а сама плита целом испытывает вращение против часовой стрелки относительно Синайского п-ова со скоростью 1.8° за млн лет. При этом осредненный полюс вращения для всех пунктов ГНСС, расположенных в пределах Аравийской плиты, находится в восточной части Ливии и имеет координаты 20.38° в.д., 27.52° с.ш., т.е. отстоит от полюса Анатолийской плиты на расстоянии порядка 1000 км на запад. Согласно этой оценке, Аравийская плита испытывает вращение против часовой стрелки со скоростью 0.42° за млн лет, что дает линейные скорости смещения пунктов ГНСС от 2 см/год в восточной части Турции, южнее Восточно-Анатолийского разлома. Эти скорости очень близки к линейным скоростям смещения пунктов ГНСС в восточной части Анатолийской плиты. Все оценки приводятся в координатной системе со стабильной Евразией. Близкое расположение полюса вращения Аравийской плиты к самой этой плите свидетельствует о том, что основной причиной ее смещения является вращение, вызванное раскрытием Красноморского рифта. В то же время, при таком положении полюса вращения весьма трудно объяснять поступательное линейное движение плиты на север.

Вращение Анатолийской плиты против часовой стрелки относительно Синайского п-ва хорошо согласуется (хотя и несколько отличается) с описанной выше кинематикой Аравийской плиты. Это отличие и вызывает левосдвиговое смещение по Восточно-Анатолийскому разлому. Таким образом, по нашему мнению, наиболее значимым для кинематики всего региона является именно вращение Аравийской и Анатолийской плит, связанное с раскрытием Красного моря.

Данная кинематическая модель подтверждается сейсмической активностью, непосредственно связанной с событием М7.8 в районе г. Газеантеп. Имеющийся слабый тренд форшоковой активности вдоль Восточно-Анатолийского разлома в ЮЗ направлении может свидетельствовать о накапливающихся напряжениях. Эти напряжения затем были сняты основным событием, которое инициировало подвижку вдоль Восточно-Анатолийского разлома и развитие афтершоковой активности вдоль него в обратном (СВ) направлении. Такая ситуация вполне соответствует импульсному характеру развития Восточно-Анатолийского разлома, о котором свидетельствует также и распределение вдоль него поля скоростей деформации за период с 2008 по 2018 гг. в виде последовательных зон относительного сжатия и растяжения. Важно отметить, что афтершоки землетрясения М7.8, имеющие СВ тренд в своем развитии, распределялись в основном между двумя областями относительного сжатия, в области относительного растяжения. При такой динамике афтершоковой активности и выявленной в данном исследовании кинематике плит и блоков земной коры совершенно закономерным выглядит то обстоятельство, что развитие смещений по Восточно-Анатолийскому разлому было остановлено первым относительно крупным субширотным разрывом, подходящим к основной разломной зоне, т.е. разломом Чардак. Важно, что разлом Чардак сопрягается с Восточно-Анатолийским разломом в области относительного сжатия. То есть развитие основной разломной зоны вызвало подвижку по разлому Чардак и инициировало следующее сильное землетрясение М7.5, расположенное примерно в середине его простирания. Таким образом, землетрясение М7.5 не является афтершоком землетрясения М7.8, а представляет собой относительно независимое событие со своей афтершоковой последовательностью (обусловленное при этом, как и землетрясение М7.8, общей сейсmodинамикой региона). Последующая афтершоковая активность была связана в большей степени уже с развитием разлома Чардак, причем тяготение афтершоков к концам разлома может свидетельствовать о его росте по простиранию. Некоторое время землетрясений северо-восточнее разлома Чардак на Восточно-Анатолийском разломе практически не происходило, что, скорее всего, связано с тем, что большая часть напряжений была снята, и разлом не развивался. Появление сейсмической активности в этой зоне Восточно-Анатолийского разлома

спустя приблизительно месяц может свидетельствовать о постепенном возвращении к фоновому сейсмическому режиму региона.

Выводы

Для общей кинематики плит региона, по всей вероятности, определяющим является разворот Анатолийской и Аравийской плит против часовой стрелки, связанный с раскрытием Красноморского рифта [3]. Сместения вдоль Восточно-Анвталийского разлома объясняется, что полюса вращения этих плит, хотя и близкие, но разные. Выявленная кинематика полностью подтверждается реализованными механизмами очагов землетрясений M7.8 и M7.5.

Землетрясение M7.5, произошедшее непосредственно на разломе Чардак, не является афтершоком землетрясения M7.8, а представляет собой относительно независимое событие, спровоцированное перераспределением напряжений после основного события и обусловленное общей сейсмодинамикой региона.

После начального этапа развития афтершоков основного землетрясения M7.8 происходит перенос сейсмической активности с Восточно-Анатолийского разлома на разлом Чардак, и далее на СВ по Восточно-Анатолийскому разлому практически не развивается. Это может свидетельствовать о том, что напряжения на Восточно-Анатолийской зоны снимаются первой крупной широтной разломной зоной.

Литература

1. Завьялов С.П., Захаров В.С. Блоковая структура земной коры по данным GPS // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы. Материалы XVIII международной научно-практической конференции 24–29 сентября 2012 года. Воронеж: «Научная книга». 2012. С. 126–130.
2. Захаров В.С., Симонов Д.А. Анализ современных дискретных движений блоков земной коры геодинамически активных областей по данным GPS // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4 Геология. 2010. № 3. С. 25–31.
3. Симонов Д.А., Захаров В.С. Предварительный сейсмотектонический анализ катастрофического землетрясения в юго-восточной Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 24–36.
4. Özdemir S., On the estimation of precise coordinates and velocities of TNPNG and TNPNG-active stations // General Command of Mapping Journal. 2016. Vol. 155. P. 53–81.
5. Özdemir S., Karşlıoğlu M. Soft clustering of GPS velocities from a homogeneous permanent network in Turkey // Journal of Geodesy. 2019. Vol. 93. P. 1171–1195.

6. European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC). <https://www.emsc-csem.org/Earthquake/info.php>. (Дата обращения 30.04.2023).

7. National Earthquake Information Center (NEIC) USGS. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (Дата обращения 30.04.2023).

С.Г. Сколотнев¹, А.А. Пейве¹

**Влияние мантийных неоднородностей
на структурообразование в осевой зоне
срединно-атлантического хребта между разломами
Чарли Гиббс и Максвелл (Северная Атлантика)**

Сегмент Срединно-Атлантического хребта (САХ) между разломами Чарли Гиббс и Максвелл является самым низким участком САХ в Северной Атлантике. Принимая во внимание, что здесь широко распространены высоконатровые базальты, очевидно, что это и участок с наименьшей магматической продуктивностью в этом регионе, что обусловлено тем, что он находится между зонами влияния Исландского и Азорского плюмов на процессы осевой аккреции коры. Особенностью этого сегмента также является генеральное северо-западное простирание, косое по отношению к субширотному спредингу. На большей части Северной Атлантики САХ простирается косо по отношению к направлению спрединга, но это наблюдается в наиболее высоких его участках и объясняется влиянием на осевую аккрецию коры подосевых потоков обогащенного и более горячего вещества двух вышеуказанных плюмов глубинной мантии.

Детальное изучение строения и состава океанического дна между разломами Чарли Гиббс и Максвелл было проведено в 53-м рейсе НИС «А.Н. Страхов» [1]. Установлено, что здесь вдоль оси САХ чередуются участки более высокого и более низкого рельефа дна, являющиеся и участками большей и меньшей магматической продуктивности, соответственно. На участках высокого рельефа в осевой зоне формируются типичные спрединговые ячейки [например, 4], ориентированные ортогонально спредингу. Первый такой участок наблюдается непосредственно к югу от разлома Чарли Гиббс. Здесь в гребневой зоне выросли высокие рифтовые горы, сложенные базальтами и достигающие непосредственно долины

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

разлома. Это нетипичная ситуация, поскольку вблизи трансформов магматический бюджет низкий в силу его охлаждающего влияния, обычно на таких участках доминируют серпентинизированные ультрабазиты, как, например, в районе противоположного северного интересекта разлома Чарли Гиббс.

На следующем к югу участке 2 с высоким рельефом система крупных бывших неовулканических хребтов развита на западном фланге. На восточном фланге сформировалась система овальных поднятий, сложенных преимущественно серпентинизированными ультрабазитами. Близкий структурный парагенез наблюдается в мегатрансформной системе Долдрамс, образование которого было объяснено сочетанием редких, но мощных импульсов вулканизма, приводящих к возникновению крупных неовулканических хребтов, в промежутках между которыми в пределах днища рифтовой долины происходит серпентинизация близко расположенного мантийного материала с последующим подъемом его отдельных блоков и формированием овальных поднятий [2].

На еще более южном участке 3 с высоким рельефом типичные рифтовые горы и куполовидные структуры внутренних океанических комплексов развиты на восточном фланге. На западном фланге сформировалась система из слившихся хребтов и поднятий. Одно из изученных поднятий сложено базальтами. В то же время в основании горы Фарадей морфологически схожей с крупным неовулканическим поднятием, возникшим у разлома Максвелл (см. ниже), наряду с базальтами обнаружены и габброиды, что свидетельствует о том, что с момента своего образования этот участок дна испытал воздымание, в результате чего были вскрыты более глубинные породы.

Самый южный участок 4 выделяется аномальным строением осевой зоны САХ вследствие формирования здесь крупного вулканического поднятия, перегородившего рифтовую долину. На восточном фланге участка также образовалось крупное вулканическое поднятие.

Участки низкого рельефа, разделяющие вышеописанные участки с высоким рельефом, имеют северо-западное косое по отношению к спредингу простирание, здесь рифтовая долина состоит из отдельных эшелонированно расположенных глубоких рифтовых впадин, разделенных мелкими неовулканическими грядами, ортогональными спредингу. На их флангах развиты мелкие гряды северо-западного простирания, разделенные широкими депрессиями. Таким образом, на этих участках фокусированный апвеллинг астеносферной мантии отсутствует, но происходит декомпрессионное плавление под узкими короткими зонами раскола литосферы.

Геохимически среди вулканитов рассматриваемого сегмента САХ выделены деплетированные толеиты N-MORB, слабо обогащенные толеиты T-MORB и обогащенные толеиты E-MORB. Изотопные исследования в

системе Sr-Nd-Pb показали, что толеиты T-MORB выплавлялись из субстрата, образованного смесью материала источников DM и HIMU при подчиненной роли источника EM-2. Источник DM – это деплетированная мантия, а источник HIMU наиболее часто характеризует вещество глубинных мантийных плюмов. Вулканы E-MORB плавятся из субстрата, образованного смесью материала источников DM и EM-2 при подчиненной роли источника HIMU. Источник EM-2 может иметь разную природу, в том числе, это может быть метасоматизированная континентальная литосфера.

Толеиты N-MORB распространены повсеместно. Толеиты T-MORB преимущественно локализованы на вулканических поднятиях в южной части полигона в районе крупнейшего неовулканического поднятия (участок 4). Толеиты E-MORB встречаются на участках с высоким рельефом (1, 2, 3). Изучение характера вариаций состава толеитов N и T-MORB вдоль оси спрединга показало, что с юга от крупного неовулканического поднятия, на север идет последовательное увеличение концентрации MgO, Cr, Ni и уменьшение концентраций K₂O, Nb, La, Rb, Ba, Th в породах, при этом наблюдаются всплески концентраций последних на участках с высоким рельефом.

Принимая во внимание все вышеизложенные факты, предлагается следующая модель, объясняющая особенности структурообразования океанического дна и аккреции коры между разломами Максвелл и Чарли Гиббс. На данном сегменте САХ на ранних стадиях раскрытия Северной Атлантики в астеносферу были внедрены блоки преобразованной континентальной литосферы по составу близкие к мантийному источнику EM-2. Это произошло в результате взаимодействия горячей океанской астеносферы, находившейся южнее, с холодной континентальной литосферой, располагавшейся севернее, когда они еще контактировали через трансформный разлом Чарли Гиббс. Это был достаточно длинный период, поскольку этот разлом обладает большим офсетом. Попадая в зону магмогенерации под осевой зоной спрединга эти блоки частично плавятся, приводя к существенному увеличению магматической продуктивности и образованию крупных вулканических структур. Примером последних может служить крупная одиночная гора, обнаруженная нами непосредственно южнее восточного фланга разлома Чарли Гиббс [3]. Она сложена базальтами изотопно-геохимически аналогичными тем, о которых говорилось выше. В ходе дальнейшего раскрытия Атлантики, блоки континентальной литосферы могли появляться под осевой зоной спрединга в силу сложной системы течений мантийного вещества, существующих в астеносфере. С нашей точки зрения, местоположение таких блоков континентальной литосферы в рассматриваемом сегменте позиционируется участками с высоким рельефом, поскольку плавление этих блоков при-

водит к возрастанию магматической продуктивности, подъему диапира астеносферной мантии и ослаблению прочности литосферы над ним, что приводит к заложению спрединговых ячеек ортогональных спредингу. По-видимому, инородный материал блоков континентальной литосферы обладает плавучестью, возрастающей после его частичного плавления. Эта плавучесть могла быть одной из сил, приводящих к подъему океанического дна, в частности, на участке 3 с высоким рельефом, где сформировалась г. Фарадей, она могла иметь решающую роль.

На пространстве между блоками континентальной литосферы в холодной астеносфере плавление ограничено и происходит в силу условий декомпрессии, возникающих под короткими трещинами раскола литосферы, ортогональными спредингу. Над некоторыми из них вырастают небольшие вулканические гряды. Эти трещины приурочены к более широкой зоне ослабленной литосферы, возникающей между соседними блоками континентальной литосферы, поэтому имеющей простирание косое по отношению к спредингу. Оно задает простирание сбросов, ограничивающих рифтовую долину.

Блоки континентальной литосферы – это пассивные неоднородности в верхней мантии. Полученные данные указывают на то, что на изученном нами пространстве в мантии имеются и активные неоднородности. Это микроплюм обогащенной мантии состава мантийного источника НМУ, который поднимается в южной части сегмента. Его подъем приводит к резкому увеличению магматической продуктивности, в результате чего в осевой зоне спрединга формируется крупное неовулканическое поднятие. Микроплюм также растекается под осевой зоной САХ сначала до ближайшего блока континентальной литосферы в северном направлении, а затем в северо-западном направлении вдоль ослабленной зоны прочности, возникшей между двумя соседними такими блоками. Растекаясь, поток обогащенной мантии, испытывая частичное плавление, последовательно истощается литофильными элементами К, Nb, La, Rb, Ba, Th и накапливает тугоплавкие элементы Mg, Cr, Ni. Более мощная литосфера северного крыла разлома Чарли Гиббс является барьером для продвижения этого потока, его вещество скапливается у его южного крыла, усиливая магмогенерацию.

Расплавы, генерированные в микроплюме, смешиваются с расплавами, плавящимися в деплетированной мантии, порождая толеиты Т-MORB, а дополнительно смешиваясь с расплавами, возникающими в блоках континентальной литосферы, порождают толеиты Е-MORB.

Микроплюм может являться либо угасающим глубинным плюмом, либо небольшим ответвлением от Исландского или Азорского плюмов, либо самостоятельным образованием, поднимающимся с подошвы верхней мантии.

Литература

1. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Иваненко А.Н. и др. Аккреция океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (48–51.5° с.ш.) в ходе «сухого» спрединга // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163.

2. Сколотнев С.Г., Добролюбова К.О., Пейве А.А., и др. Строение спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Архангельского и Богданова (Приэкваториальная Атлантика) // Геотектоника. 2022. № 1. С. 3–26.

3. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Докашенко С.А. и др. Базальты подводной горы на восточном фланге трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика): петрохимические и изотопные свидетельства образования в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта под влиянием микроплюма // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 2. С. 29–35.

4. Lin J., Purdy G.M., Schouten H. et al. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1990. Vol. 344. P. 627–632.

**А.И. Слабунов¹, Н.С. Нестерова¹, О.А. Максимов¹,
А.В. Кервинен¹, П.В. Медведев¹**

Архейские полосчатые железистые кварциты как индикаторы гидротермальной активности в древних океанах и их роль для интерпретации геодинамических процессов

Полосчатые железистые кварциты (banded iron formation – BIF) или железистые кварциты, джаспилиты – это в различной степени метаморфизованные богатые железом (15–40 мас.% Fe = 21–58 мас.% – Fe₂O₃^T) и кремнеземом (40–60 мас.% SiO₂) горные породы, состоящие из чередующихся слоев обогащенных поочередно железосодержащими минералами (гематит, магнетит, сидерит) и кремнеземом (кварц, яшма, халцедон). BIF формировались с палеоархея/хадея до палеопротерозоя (3.8 (4.3)–1.9 млрд лет), хотя установлены и в неопротерозое (0.85–0.7 млрд лет). BIF рассматриваются как хемогенно-осадочные, как правило, с терригенной примесью, осадки. В зависимости от ассоциации, в состав которой

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

они входят, выделяются три типа BIF: 1) Алгома (Algoma type) – ассоциирующие с вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами; 2) Сьюпериор (Superior type) – связанные с осадочными комплексами в крупных бассейнах; 3) Рапитан (Rapitan type) – ассоциируют с ледниковыми образованиями.

BIF типа Алгома непосредственно ассоциируют с вулканогенными комплексами и, следовательно, могут иметь с ними генетическую связь. Эта связь может быть установлена по средствам изучения геохимических особенностей BIF и цирконов в них.

BIF встречаются во многих архейских зеленокаменных комплексах [7], в том числе Карельского кратона [2–4]. BIF широко развиты в зеленокаменных комплексах его западной части, но отсутствуют в восточной [2]. Костомукшский зеленокаменный пояс (КЗП) [3], расположенный в западной части кратона, включает в себе крупнейшее месторождение железа региона и является модельным объектом для анализа связи BIF с вулканической активностью и геодинамическими процессами. Возраст BIF в КЗП с учетом результатов U-Pb датирования цирконов и геологических данных оценивается здесь как мезо- и неоархейский [5,10]. В КЗП выделяется до четырех ассоциаций BIF типа Алгома: ранняя мезоархейская (2.87–2.84 млрд лет) – с базальт-коматиитами контоксской серии, мезо-неоархейская (2.81–2.79 млрд лет) – с кислыми вулканитами шурловаарской свиты, неоархейские (2.76–2.74 млрд лет) – с граувакками и кислыми субвулканитами костомукшской свиты и неоархейские (около 2.73 млрд лет) – с граувакками сурлампинской.

Важной геохимической особенностью всех BIF КЗП является то, что нормированные по PAAS (Post Archean Average Shale) содержания P3Э+Y в них характеризуются обеднением легкими P3Э (JP3Э), положительной Eu-аномалией и отсутствием Ce-аномалии. Эти особенности свидетельствуют об образовании BIF КЗП в океане, в обстановке дефицита кислорода и при участии высокотемпературных гидротермальных флюидов, пронизывающих плагиоклаз-содержащие породы. При всем сходстве составов BIF, каждый из выделенных типов имеет и свои специфические особенности [6].

Изучение мультиизотопного состава серы в сульфидах из пород, ассоциирующих с BIF-3, показало [1]: (1) в пиритах наблюдается независимое от массы фракционирование серы, что означает ее участие в реакциях в бескислородной атмосфере; (2) в пиритах установлено отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$, что может быть признаком участия бактерий при его формировании.

Ранний (мезоархейский) BIF-содержащий комплекс осадков КЗП ассоциирует с (дацит)-базальт-коматиитами, сформировавшимися в условиях океанического плато [8], т.е. под воздействием мантийного плюма на океа-

ническую литосферу. В BIF-1 установлены детритовые цирконы с возрастом не древнее 2.84 млрд лет, но при этом в них отмечается широкая гамма метаморфогенных цирконов с возрастом 2.75 и 1.89–1.83 млрд лет [10]. BIF-1 имеют отличительные от других BIF КЗП особенности состава: средние содержания SiO_2 (54 мас.%) и Fe_2O_3^T (28 мас.%) в них относительно низкие, а Al_2O_3 , TiO_2 , Cr, Ni, Zr – высокие [6]. Это указывает на участие в их образовании терригенной примеси, доля которой, судя по положению фигуративных точек на диаграмме $\text{Fe/Ti} - \text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$, может варьировать от 20 до 80%. Эти осадки «засорены» терригенным материалом, формирующимся при разрушении риолит-базальт-коматиитовой толщи [6]. Таким образом, можно полагать, что становление BIF-1 – это пример формирования в мезоархее металлосодержащих осадков в рифтовых долинах океанического плато, формирующихся под воздействием мантийных плюмов.

В КЗП установлены также BIF, ассоциирующие с 2.8–2.79 млрд лет кислыми островодужными вулканитами [2, 8]. Содержание в BIF-2 Al_2O_3 (около 2.5 мас.%), TiO_2 (около 0.14 мас.%), Zr, Cr, Ni [9] значительно ниже, чем в мезоархейских BIF-1 КЗП. Судя по положению фигуративных точек на диаграмме $\text{Fe/Ti} - \text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$, BIF-2 формировались главным образом за счет гидротермального вещества, доля которого в протолите составляла более 80%. В них установлены как детритовые (2.81–2.79 млрд лет), так и метаморфогенные цирконы (2.73 и 2.4 млрд лет) [6, 10]. Возраст детритовых цирконов близок возрасту кислых вулканитов, с которыми они ассоциируют, что подчеркивает их взаимосвязь. BIF-2 формировались в преддуговом бассейне островодужной системы.

В КЗП неархейские (2.76–2.74 млрд лет) BIF-3 формировались совместно с флишем граувакки и кислыми вулканитами [5, 10]. Последние классифицируются как дациты–риолиты известково-щелочной серии с геохимическими особенностями ($\text{Th} > \text{Nb} < \text{La}$), характерными для островодужных вулканитов. Данные вулканиты, наряду с мезоархейскими базальт-коматиитами, а также архейскими гранитоидами, являются главными источниками вещества для граувакки [5]. BIF-3 – это наиболее богатые руды месторождения, в них отмечаются минимальные в BIF КЗП содержания Al_2O_3 , а также низкие – TiO_2 , MgO, Cr [9]. Нормированные по PAAS содержания $\text{P3Э} + \text{Y}$ в них варьируют в очень широких пределах от 0.018 до 0.8 и в среднем выше, чем в BIF-1 и BIF-2. Циркон в BIF-3 более разнообразен по возрастным характеристикам, чем в других BIF КЗП: среди детритовых его разностей отмечены зерна с возрастом от 2.98 до 2.753 млрд лет, а среди метаморфогенных – выделяются генерации с возрастом 2.72, 2.66, 2.45, 1.86 Ga [6, 10]. Образование BIF-3 КЗП происходило в преддуговом бассейне субдукционной системы, в котором была высокая активность гидротерм и обитали цианобактерии, обеспечиваю-

щие существование кислородного оазиса. Поступление терригенного вещества в этот бассейн носило циклический характер и ВIF образовывались на стадии минимального его поступления.

Неоархейские ВIF-4 в виде небольших прослоев формировались совместно с грауваккой сурлампинской серии. Среднее содержание в ВIF-4 Al_2O_3 (1.6 мас.%), TiO_2 (0.15 мас.%), Zr (12.1 г/т), V, Ni, Ba наиболее низкое среди ВIF КЗП. По геохимическим характеристикам эти ВIF наименее «засорены» терригенным веществом. Об этом свидетельствует и отсутствие в них циркона. Формирование ВIF-4, по-видимому, происходило в том же преддуговом бассейне, что и ВIF-3, но в удаленных от источников сноса районах.

Таким образом, в мезо-неоархее формирование ВIF в центральной части Карельского кратона происходило во внутриплитных рифтогенных, преддуговых субдукционных бассейнах синхронно с вулканизмом. Главным источником вещества для их образования служили гидротермальные флюиды. Таким образом, ВIF типа Алгома являются индикаторами подводя гидротермальной активности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 22-17-00026).

Литература

1. Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В., Высоцкий С.В., Асеева А.В. Изотопные отношения серы (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S) в архейских породах Карелии – доказательства микробной жизни и бескислородной атмосферы // Геология и геофизика. 2023.
2. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.
3. Горьковец В.Я., Шаров Н.В. (Отв. ред.) Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
4. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. №6. С. 1–29.
5. Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66. №4. С. 291–307.
6. Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Максимов О.А. Геохимия и условия формирования мезоархейских полосчатых железистых кварцитов (ВIF-1) Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона // Геохимия. 2023.

7. Bekker A., Slack J.F. Planavsky N., Krapez B. et al. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 467–508.

8. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. Jochum K.P. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57–74.

9. Slabunov A.I., Egorov A.V., Nesterova N.S. Geochemical types of Archean banded iron formations and the geodynamic settings of the basins, Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia // *Proceedings of 4-th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources.* Kazan: Filodiritto Editore. 2020. P. 256–262.

10. Slabunov A.I., Kervinen A.V., Nesterova N.S., Maksimov O.A., Medvedev P.V. Zircon from banded iron formation as a sensitive indicator of its polychronous background: a case study on the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield // *Intern. Geol. Rev.* 2023.

В.Н. Смирнов¹, И.А. Крылов¹

Определение напряженного состояния в Нагаевском активном разломе по данным анализа тектонической трещиноватости (Северное Приохотье)

Нагаевским активным разломом образован северный береговой уступ одноименной бухты. Он имеет широтное простирание и протягивается на 45 км от мыса Островного на западе до р. Ола на востоке. Активность разлома отчетливо проявлена в западной части северного побережья бухты, где разлом выражен мощной зоной катаклаза в виде рассланцевания и будинажа гранодиоритов Магаданского интрузивного массива. Тектониты представлены круглыми, эллипсоидальными, линзовидными «валунами», заключенными в рассланцованном и раздробленном субстрате гранодиоритового состава. В зоне тектонитов, имеющей ширину в десятки метров, часто наблюдаются плоскости разрывов субширотного простирания, имеющие пологое падение на юг и сопровождающиеся зеркалами скольжения. Полевое изучение искусственного обнажения вдоль Портового шоссе

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

на северном берегу бухты показало, что Нагаевский разлом представляет собой сбросо-сдвиг с пологим (около 30°) падением на юг, по которому опущена впадина бухты. С разломом связаны линейно ориентированные тектонические трещины и уступы, береговые обрывы, а также многочисленные структуры гравитационного отседания склонов [4].

С целью определения напряженного состояния в зоне Нагаевского активного разлома были выполнены массовые замеры тектонической трещиноватости в 5 пунктах, в которых произведено 500 измерений. Для реконструкции напряженного состояния по ориентации тектонической трещиноватости использовался метод тектоно-динамического анализа сколовых разрывов и трещин П.Н. Николаева. На основании полученных данных построены диаграммы плотности трещиноватости, на которых выявлялись сопряженные максимумы касательных напряжений и осуществлялось восстановление положения главных осей нормальных напряжений [1, 2].

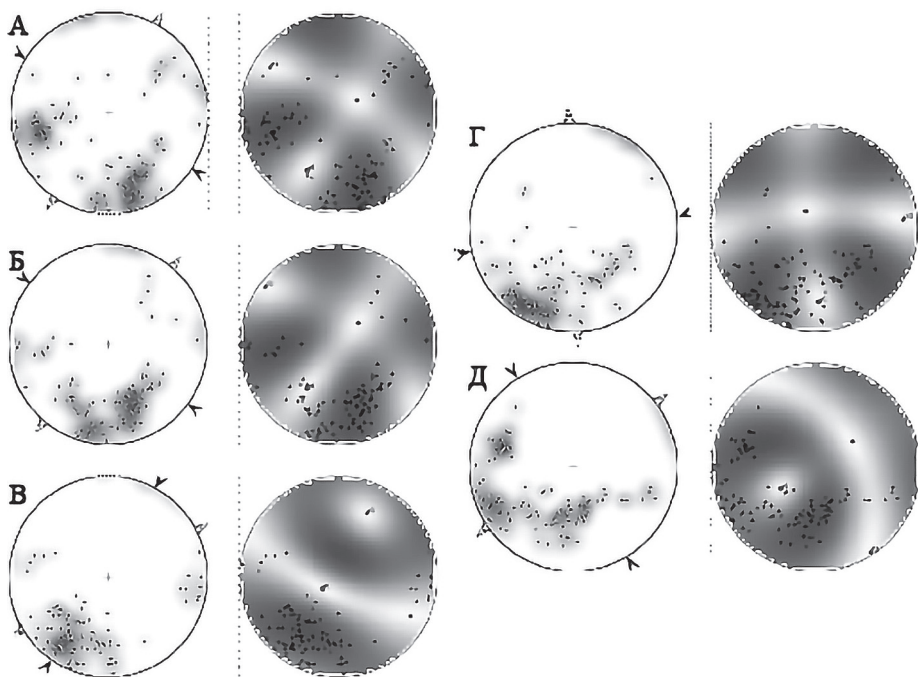


Рис. 1. Диаграммы плотности тектонической трещиноватости (слева) и положения осей главных осей напряжений (справа). Точками отмечены результаты измерений трещин. Стрелки – направления осей сжатия σ_3 (черные) и растяжения σ_1 (белые)

В ходе анализа собранного материала для каждой изученной точки наблюдения были построены диаграммы плотности тектонической трещиноватости (рис. 1).

В четырех пунктах наблюдений удалось выявить сопряженные максимумы касательных напряжений и восстановить положения осей главных действующих напряжений. На полученных диаграммах плотности тектонической трещиноватости можно наблюдать, что ось максимального растяжения (σ_1) изменяет свое положение в пределах от 121° , до 183° , с углом погружения изменяющимся от 19° до 45° .

Установленное взаимное положение осей главных действующих напряжений позволяет сделать вывод о том, что в пределах изучаемого района преобладает состояние сдвига, однако отмечается наличие сбросовой кинематики разлома, о чем свидетельствует изменение угла погружения главной оси растяжения.

В результате анализа тектонической трещиноватости была построена карта реконструкции тектонических полей напряжений. На ней проявляется преимущественное субширотное направление дешифрованного на территории разлома. В обнажении этого разлома хорошо проявлены взаимосвязанные системы трещиноватости, что отражено на диаграммах их плотности в виде сопряженных максимумов, местами смещенных навстречу друг другу.

Установленная ориентация осей главных нормальных напряжений и совокупность стресс-тензоров в пределах Нагаевского активного разлома позволяет оценить кинематику этого разлома как сбросо-сдвиговую.

Полученные данные о поле напряжений Нагаевской активной разломной зоны позволяют отнести его трещинную структуру к сдвиговому типу с наличием сбросовой компоненты, ось растяжения которой ориентирована в субмеридиональном направлении с пологим падением на юг. Таким образом, кинематику Нагаевского активного разлома можно охарактеризовать как левый сбросо-сдвиг.

Литература

1. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103–115.
2. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1982. 295 с.
3. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.
4. Смирнов В.Н., Горячев Н.А., Глушкова О.Ю., Пахомов А.Ю. Морфодинамика склонов и берегов бухты Нагаева (Охотское море) // Геоморфология и палеогеография. 2023. С. 26–35.

**Литогеохимические особенности нижнепермских
терригенных отложений береинской свиты
Нора-Сухотинского террейна, восточная часть
Центрально-Азиатского складчатого пояса**

В восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются крупные континентальные массивы (супертеррейны) и складчатые (орогенные) пояса [11]. Среди последних стоит отметить Южно-Монгольско-Хинганский орогенный пояс, который протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию, далее на северо-восток Китая и в приграничные районы Приамурья, где он теряется в зоне сочленения Аргунского и Бурей-Цзямусинского континентальных массивов. В северо-восточной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса выделяется, согласно тектонической схеме [11], Нора-Сухотинский террейн, который сложен осадочными и вулканогенно-осадочными породами палеозойского возраста [5].

Объектами данных исследований являлись наиболее молодые осадочные породы Нора-Сухотинского террейна – терригенные отложения нижнепермской береинской свиты. В составе свиты выделяются мелкозернистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с прослоями вулканитов основного и среднего состава и известняков. Возраст свиты принят на основе содержания растительных остатков, выявленных в глинистых сланцах [5].

В публикации представлены первые результаты исследований литогеохимического состава терригенных отложений (песчаников и алевролитов) береинской свиты Нора-Сухотинского террейна, направленные на реконструкцию основных источников сноса исходного материала. Образцы пород были отобраны на правом берегу р. Белая левого притока р. Амур.

Песчаники и алевролиты береинской свиты от серого до темно-серого цвета с массивной текстурой и мелкозернистой псаммитовой или грубой алевролитовой структурой соответственно. Обломочный материал угловатой и слабоокатанной форм представлен преимущественно кварцем (15–20%) и полевыми шпатами (10%). Среди слюд выявлены биотит и мусковит (3–10%). Цемент гидрослюдисто-кварцевого состава базального типа. В песчаниках и алевролитах в значительном количестве присутствует углистое вещество (до 30% поверхности шлифов). Аксессуары

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

минералы представлены цирконом, магнетитом, апатитом и гидроксидами железа.

В рамках исследований в терригенных отложениях береинской свиты были определены содержания петрогенных компонентов с помощью рентгенофлуоресцентного метода в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Lab Center XRF-180. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составила 3–10%.

Песчаники и алевролиты береинской свиты характеризуются близкими вариациями основных породообразующих компонентов: SiO_2 (64.51–65.56 мас.%), Al_2O_3 (16.88–18.19 мас.%), Fe_2O_3^* (4.72–5.92 мас.%), MgO (0.62–1.21 мас.%), TiO_2 (0.70–0.85 мас.%), CaO (0.32–0.42 мас.%), Na_2O (0.44–0.64 мас.%) и K_2O (3.07–3.20 мас.%). На классификационной диаграмме ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$)– SiO_2 –($\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) [2] фигуративные точки состава терригенных отложений береинской свиты локализуются компактно в поле пород полимиктового состава.

Для классификации отложений береинской свиты, определения их генезиса, а также реконструкции состава пород в области сноса нами использовались петрохимические (литогеохимические) модули, предложенные [12]. Гидролизатный модуль ($\text{GM} = (\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO})/\text{SiO}_2$ [12]) позволяет разделить породы, содержащие продукты гидролиза или кремнезема. Песчаники и алевролиты береинской свиты по величине GM (0.36–0.37) соответствуют нормально-гидролизатным сиаллитам.

Совместное использование титанового ($\text{TM} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), феррического ($\text{FM} = (\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2$) и железного ($\text{JM} = (\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO})/(\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)$) модулей [12] применяется для определения основных источников сноса кластического материала и разграничения пород первого и второго цикла. Для алевролитов береинской свиты типичны более низкие значения JM (0.25 до 0.27) и FM (0.08–0.09), по сравнению с таковыми в песчаниках JM (0.32–0.34) и FM (0.10–0.11), что, по-видимому, связано с увеличением в составе последних железосодержащих минералов. В свою очередь, значения TM в песчаниках береинской свиты варьируют от 0.040 до 0.042, тогда как в алевролитах TM изменяется от 0.045 до 0.048. Повышение значений TM в алевролитах береинской свиты можно объяснить динамической сортировкой обломочного материала. Положительные корреляционные связи между JM и TM , JM и FM свидетельствуют о том, что рассматриваемые нами осадочные породы береинской свиты являются образованиями первого цикла.

Для определения вероятных источников сноса исходного материала было выполнено сравнение петрохимических модулей в терригенных отложениях береинской свиты с таковыми, установленными в усредненных гранитах, гранодиоритах, андезитах и базальтах по данным [1]. Выявлено,

что терригенные отложения береинской свиты близки по составу породам кислого и среднего состава. Подобный вывод следует из анализа диаграмм Al_2O_3 – CaO – MgO , Al_2O_3 – CaO – (Na_2O+K_2O) и $(CaO+MgO)$ – $SiO_2/10$ – (Na_2O+K_2O) [13].

Переходя к интерпретации полученных данных, необходимо отметить, что Нора-Сухотинский террейн, с одной стороны, граничит с Мамыньским террейном Аргунского супертеррейна, а с другой, – с Буреинским террейном Бурея-Цзямусинского супертеррейна [11]. Присутствие на территории Нора-Сухотинского коллизионных позднекаменноугольных риолитов (301 ± 4 млн лет [6]) и раннепермских плагиогранитов (295 ± 4 млн лет [7]), плохая степень окатанности обломочного материала в отложениях береинской свиты, наличие в составе свиты вулканитов основного и среднего состава указывают на магматическую и тектоническую активность в регионе, что, по-видимому, связано с постколлизионными процессами. В этой связи в качестве основных источников сноса исходного материала стоит рассматривать докембрийские и палеозойские кислые и средние магматические образования Мамыньского [9, 10, 14 и др.] или Буреинского террейнов [3, 4, 8 и др.]. Дополнительными источниками сноса могли быть позднепалеозойские кислые образования Нора-Сухотинского террейна [6, 7].

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001, <https://rscf.ru/project/21-77-10001/>.

Литература

1. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. Изд. 2. 335 с.
2. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезн. ископаемые. 1988. Т. 2. С. 8–24.
3. Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст условно раннедокембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 56–70.
4. Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Скочитина Т.М. Возрастные рубежи проявления раннепалеозойского гранитоидного магматизма центральной части Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 1. С. 89–106.
5. Петрук Н.Н., Волкова Ю.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Дальневосточная серия. Лист М-52 (Благовещенск). Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.

6. *Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б., Дриль С.И.* Позднекаменноугольные риолиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна: геохимия и геохронология // Тихоокеан. геология. 2023. Т. 42. № 5. С. 105–119.

7. *Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б.* Раннепермские адакиты Нора-Сухотинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохронологические (U–Pb, LA–ICP–MS) и геохимические данные // Геология и геофизика. 2023. № 1. С. 72–86.

8. *Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М.* Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 392–396.

9. *Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П.* Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 3–15.

10. *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Первые U–Pb-геохронологические и геохимические данные для поздневендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 473–478.

11. *Ханчук А.И.* Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. Владивосток, Дальнаука. 2006, Кн. 1. 572 с.

12. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литологии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

13. *Bavinton O.A.* The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationships with associated ultramafic rocks and nickel ores // Econ. Geol. 1981. V. 76. P. 1606–1628.

14. *Sorokin A.A., Kudryashov N.M., Kotov A.B., Kovach V.P.* Age and tectonic setting of the early Paleozoic magmatism of the Mamyn terrane, Central Asian Orogenic Belt, Russia // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 144. P. 22–39.

**Условия формирования магматических камер
при коллизионном орогенезе
(на примере Баянкольского гранитоидного массива,
Западный Сангилен, ЮВ Тува)**

Реконструкция условий формирования магматических камер на глубинных уровнях коллизионных орогенов всегда проблематична. В первую очередь это связано с полистадийностью и длительностью активности сдвиговых зон, в пределах которых происходит плавление, сегрегация и подъем расплавов, формирование и становление магматических камер. Так, эволюция сдвиговых зон, контролирующих магматизм, может продолжаться до 40 и более миллионов лет [1 и др.], тогда как становление магматических тел по некоторым оценкам занимает менее 100 тыс. лет [6]. Как следствие, длительные деформационные процессы могут полностью затушевывать процессы магматизма. Тем не менее, в ряде случаев сохраняется возможность реконструкции первичных очертаний магматических резервуаров, условий и тектонических обстановок их формирования и консолидации. Примером такого объекта является Баянкольский массив гранодиоритов, расположенный в пределах Эрзинской тектонической зоны Западно-Сангиленского фрагмента коллизионного орогена на северо-восточной окраине Тувино-Монгольского массива (ТММ) [1, 2, 3, 7].

Баянкольский массив вытянут вдоль Эрзинской сдвиговой зоны на 7 км при ширине магматического тела порядка 3 км. В кровельной части массива наблюдается провес метаморфических пород эрзинского и моренского комплексов с жильными телами авто- и параавтохтонных гранитов и гнейсогранитов. Нижняя граница магматического тела определена по выходам одноименного габбро-монцодиоритового массива и метаморфическим породам, претерпевшим контактовый метаморфизм со стороны базитов.

Возраст Баянкольского гранитоидного массива по результатам U/Pb геохронологических исследований составляет 488 ± 3 млн лет [4]. Этот возрастной рубеж маркирует интенсивные тектонические процессы сдвигового генезиса в пределах Эрзинской зоны, происходившие на фоне позднеколлизионных событий в северо-западном обрамлении ТММ [1, 2]. Средние оценки параметров кристаллизации кислых магм (860 °С, 5 кбар), рассчитанные по гранодиоритам, соответствуют мезо- и абиссальным уровням коры.

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Характерной чертой Баянкольского гранитоидного массива является наличие мафических микрогранулярных включений (ММЕs). Как правило, это включения округлой формы с резкими контактами. Средний химический состав ММЕs отвечает диоритам с вариациями от монцогаббро до гранодиоритов. Возраст включений составляет 484 ± 3 млн лет (U/Pb, циркон), что подтверждает их общий петрогенезис с вмещающими гранодиоритами.

Хорошая обнаженность массива позволила по серии вертикальных разрезов построить 3D модель камеры гранитоидов с характеристикой ММЕs от подошвы тела гранодиоритов до его кровли, в том числе: встречаемость включений; вариативность их размера; существование скоплений и роев включений; ориентировка включений; корреляция данных параметров со структурными характеристиками вмещающих гранодиоритов. Эти данные позволили провести реконструкции условий становления гранодиоритов от ранних стадий формирования и эволюции магматической камеры кислых расплавов до наложенных глубинных тектонических процессов.

В ходе структурного картирования Баянкольского массива было выявлено неравномерное распределение включений как по альтитуде, так и по латерали. Основная масса включений расположена лишь на нескольких гипсометрических уровнях, формируя растянутые по латерали на 20–40 метров зоны. В данных зонах ММЕs нередко сгруппированы в так называемые «рои» – области, где мафические включения занимают до 50% обнажения. Помимо высотной зональности было установлено, что включения распределены неравномерно вдоль массива гранодиоритов. Так, было зафиксировано резкое обеднение ММЕs в юго-восточной части Баянкольского массива.

Ориентировки структурных характеристик ММЕs и вмещающих пород близки между собой. Статистически уплощение и ориентировки длинных осей эллипсоидных включений согласуются с субгоризонтальным направлением магматического течения в гранодиоритах. При этом в конкретной паре «ММЕ – вмещающая порода» зависимые структурные элементы могут как совпадать по ориентировке в пространстве, так и существенно разниться.

Размеры мафических включений варьируют в диапазоне от первых сантиметров до 1 м в сечении, но в среднем не превышают 20 см. Крупные включения до 50 см в сечении характерны для 15% от общего числа включений, они сконцентрированы в нижней четверти массива. Гигантские образования до 1 м в диаметре единичны, их появление в разрезе предшествует зонам с высокой концентрацией мафических включений. Отмечено, что состав включений напрямую коррелирует с их размерами – наиболее основные разновидности (вплоть до габбро) характерны для крупных включений, тогда как состав меньших образований отвечает вмещающим породам.

Полученные закономерности, с учетом имеющихся геохронологических и термобарометрических данных, позволяют сделать следующие выводы.

На рубеже 495–485 млн лет в пределах Эрзинской тектонической зоны происходила смена тектонических обстановок от взбросовой на субгоризонтальную сдвиговую с левосторонней кинематикой [1]. На начальных стадиях растяжения на мезоабиссальных глубинах создаются благоприятные условия для формирования камеры кислых коровых расплавов. Этому способствует повышенный тепловой фронт со стороны крупного очага основных расплавов. В ходе плотностной инверсии контактирующих магм в коровом резервуаре произошел подъем перегретых менее плотных мафических глобул. По мере остывания глобулы подверглись дальнейшему гравитационному осаждению, что привело к их скоплению на нескольких горизонтальных уровнях. Данные выводы хорошо согласуются с результатами численного моделирования корово-мантийного взаимодействия в стационарных условиях [5].

Анализ реологического поведения пород (гранодиоритов и MMEs), отвечающего наложенным деформациям, позволил сделать вывод, что коллапс магматической камеры происходил на завершающей стадии консолидации кислых магм. В результате деформирования магматической камеры в ходе сдвиговых движений произошла переориентировка включений согласно направлению течения кислых расплавов в юго-западном направлении. В связи с этим включения также могли локально мигрировать по направлению сдвигов.

Проведенные исследования позволили установить, что при коллизии орогенезе в пределах тектонических зон (shear zones) возможно не только плавление, сегрегация и транспорт кислых расплавов, но и формирование глубинных магматических камер. Обобщение данных по распределению, форме и размерам мафических микрогранулярных включений дает возможность зарегистрировать начальную стадию формирования магматической камеры и оценить условия ее становления и дальнейшего развития.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

Литература

1. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.

2. *Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н.* Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т.8. № 2. С. 283–310.

3. *Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Пронякин Е.А., Смолякова А.Е., Семенова Д.В.* Коллизийные граниты Баянкольского массива (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания*. Вып. 17. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 107–108.

4. *Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Семенова Д.В., Яковлев В.А.* Возрастные рубежи гранитоидного магматизма Западного Сангилен (ЮВ Тува) // *Петрология и рудоносность магматических формаций: Материалы научной конференции*. Новосибирск: НГУ, 2022. С. 94–96.

5. *Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепав Р.А., Егорова В.В.* Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилен, Тува, Россия // *Геотектоника*. 2021. № 1. С. 3–22.

6. *Brown M.* Granite: From genesis to emplacement // *GSA bulletin*. 2013. V. 125. №7-8. P. 1079–1113.

7. *Karmysheva I., Vladimirov V., Rudnev S., Yakovlev V., Semenova D.* Syntectonic metamorphism of a collisional zone in the Tuva-Mongolian massif, Central Asian Orogenic belt: *P–T*-conditions, U-Pb ages and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V.220. DOI:10.1016/j.jseas.2021.104919.

С.А. Соколов^{1,2}, К.И. Юшин^{1,2}, А.В. Сизов¹

Позднечетвертичные надвиги южного склона хр. Хан-Хухэй (северо-западная Монголия)

Территория северо-западной Монголии и юга Тывы отличается высокой сейсмической активностью. Важнейшую роль здесь играют многочисленные крупные правые взбросо-сдвиги Монгольского Алтая север-

¹ Геологический Институт Российской Академии Наук, Москва, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

северо-западного простирания и Хангайский (Болнайский) левый сдвиг субширотного простирания, протяженностью более 500 км. Подчиненное значение имеют левые сдвиги северо-восточного простирания (Эрзин-Агардагский и Цэцэрлэгский). Также присутствуют субширотные разломы взбросо-надвиговой кинематики. В подножии южного склона хребта Хан-Хухэй, на северном берегу оз. Хиргис-Нур, известны позднекайнозойские надвиги субширотного и северо-западного простирания. В литературе отмечалось, что по данным разломам происходит надвигание мезозойских пород на кайнозойские отложения [2, 7]. Однако возраст надвигов и их строение подробно рассмотрены не были.

Территория северо-западной Монголии, входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса и отличается сложным тектоническим строением, отражающим длительную историю ее развития. Новейшая тектоническая структура региона развивается на основании, имеющем мозаичное строение, сформированное в процессе эволюции Палеоазиатского океана [5]. Южный склон хр. Хан-Хухэй относится к Озерной складчатой системе, развитой в пределах Котловины Больших Озер и Долины Озер и сложенной типичной офиолитовой ассоциацией [5]. Низы разреза представлены основными и средними вулканитами верхнего рифея – низов среднего кембрия, испытавшими зеленокаменные изменения, в них обнаруживаются прослой и линзы кремнистых пород и известняков. Верхи разреза комплекса основания более терригенные, с подчиненным положением туфогенно-пирокластического материала [1]. Толщи испытали сильные деформации как пликативного, так и дизъюнктивного характера. К глубинным разломам приурочены разновозрастные комплексы гипербазитов. Офиолитовая ассоциация прорвана многочисленными крупными кислыми интрузиями среднего–верхнего кембрия [1]. На полеозойское основание вдоль южного склона хр. Хан-Хухэй наложен прогиб юрского возраста, отвечающий этапу интенсивного горообразования. Предхан-хухэйский юрский прогиб заполнен грубообломочными отложениями нижней–средней юры и имеет субширотное простирание, параллельное современному хребту. Низы разреза юрских отложений в стратотипических разрезах представлены валунными полимиктовыми конгломератами. Верхняя часть разреза – более тонкие и разнообразные породы, от гравийных конгломератов до песчаников и алевролитов [4, 6]. Породы юры также деформированы и смяты в складки.

Мощность неогеновых отложений на южном склоне хр. Хан-Хухэй составляет несколько сотен метров [3]. В основании разреза лежат породы ранне-среднемиоценовой свиты ошин, имеющей озерное происхождение. На ней, на размытой поверхности, со стратиграфическим несогласием залегают отложения позднемиоцен-раннеплиоценовой свиты хиргис-нур. Низы свиты песчаные, преимущественно аллювиального генезиса, содер-

жащие максимальное количество фаунистических остатков; верхи – озерные, карбонатно-глинистые. На свите хиргис-нур со стратиграфическим несогласием, лежит плиоцен?-раннеплейстоценовая пролювиальная толща свиты туин-гол. Завершают разрез грубообломочные пролювиальные отложения свиты гошу, которая предположительно относится к среднему плейстоцену [3].

На новейшем этапе развития современная территория хр. Хан-Хухэй претерпела многостадийную и сложную историю тектонических деформаций. Первичная дифференция рельефа началась в среднем–позднем палеогене, в это время на мел-палеогеновом пенеплене зарождается Котловина Больших Озер, обрамляющая с запада Хангайское нагорье, а с востока – Монгольский Алтай. Однако, вплоть до позднего плиоцена расчлененного горного рельефа на территории современного хр. Хан-Хухэй не существовало, о чем говорит отсутствие грубообломочного материала в отложениях миоцена – раннего плиоцена, а также идентичный состав и строение отложений выполняющих Хиргиснурскую и Убсунурскую впадины. Фаза интенсивного горообразования начинается с позднего плиоцена, что выражается в резкой эрозионной границе между нижне- и верхнеплиоценовыми породами и в преобладании грубообломочных пролювиальных отложений в более молодых накоплениях. По-видимому, наиболее интенсивные тектонические деформации южный склон хр. Хан-Хухэй испытал в четвертичное время, что привело к формированию субпараллельных надвиговых пластин, известных на северном берегу оз. Хиргис-Нур [2, 7].

В обнажении Хартермес наблюдается удвоение разреза неоген-четвертичных отложений по надвигу северо-западного простирания (315°). Породы верхов свиты хиргис-нур, а также туин-гол и гошу по тектоническому контакту надвинуты на аналогичный разрез. Плоскость разлома погружается на северо-восток под углом 20° . Над надвигом сформировалась пологая антиклиналь в неогеновых породах, нарушающая общее падение пород на северо-восток. В плоскости разлома обнаружены зеркала скольжения.

В 300 метрах к северо-востоку на неоген-четвертичные породы надвинуты породы средней юры, охристые терригенные породы. Плоскость надвигания значительно круче чем у разлома, описанного выше, до 70° , с выполаживанием в верхах разреза (45°). Вторая плоскость надвигания имеет простирание 290° в месте измерения, уходя на северо-запад, становится параллельной первой. В зоне разлома зажат блок, сложенный породами свит туин-гол и гошу, залегающими субвертикально.

Этот надвиг прослеживается далее на северо-запад, где расположено обнажение Хиргис-Нур 2, одно из стратотипических для свит среднего–позднего миоцена, а также четвертичных свит. Как и в обнажении Хар-

термес на комплекс кайнозойских отложений, в том числе четвертичных, надвинуты породы средней юры. На них, в свою очередь, по тектоническому контакту покоится толща валунных вишнево-серых конгломератов нижней юры. Тектонический контакт подчеркивается утыканием слоистости нижеюрской толщи в плоскость контакта, а также степенью деформированности обоих комплексов, причем среднеюрские породы, отличающиеся более мелким литологическим составом, характеризуются более выраженными пликативными структурами.

В полутора километрах к северо-востоку на юрские отложения надвигаются граниты среднего кембрия. Положение сместителя угадывается по высыпкам рыжих юрских пород, уходящим под зеленовато-серые палеозойские граниты. Плоскость надвигания простирается на северо-запад по азимуту 310° , угол падения сместителя предположительно около 20° . В палеозойские интрузивные породы вложены кайнозойские отложения, от среднего миоцена (красноцветные породы свиты ошин) до грубообломочных четвертичных толщ. Вложение кайнозойских пород в палеозойские граниты, судя по всему, также имеет тектоническую, разломную природу.

Таким образом, в районе хр. Хан-Хухэй в четвертичное время происходило интенсивное горообразование, которое привело к обособлению впадин Хиргис-Нур и Убсу-Нур, которые были некогда единым бассейном. В позднем неоплейстоцене воздымание хребта в его южном подножии сопровождалось надвиганием горного сооружения на кайнозойскую впадину. В результате этого сформировалось несколько относительно узких субпараллельных надвиговых пластин, образующих инвертированный разрез с неоген-четвертичными породами в основании и кембрийскими гранитами в его завершении. Движения по надвигам происходили после накопления пролювиальных толщ среднего плейстоцена. Таким образом, следует рассматривать эти разломы как активные, а следовательно – потенциально сейсмогенные.

Литература

1. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии / Отв. ред. чл.-кор. И.В. Лучицкий. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 14. 1975. 288 с.
2. *Девяткин Е.В.* Внутренняя Азия / Под. ред. А.Ф. Грачёва. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 92–100.
3. *Девяткин Е. В.* Кайнозой Внутренней Азии: стратиграфия, геохронология, корреляция. М.: Наука, 1981. 195 с.

4. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии / Отв. ред. акад. А. Л. Яншин. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 11. 1975. 311 с.

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

6. Стратиграфия мезозойских отложений Монголии / Отв. ред. Г.Г. Мартинсон). Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 13. 1975. 238 с.

7. Parfeevets A.V., Sankov V.A. Late Cenozoic tectonic stress fields of the Mongolian microplate // Comptes rendus – Geoscience. 2012. V. 344. P. 227–238.

**С.Ю. Соколов¹, А.С. Абрамова¹, С.И. Шкарубо²,
Р.А. Ананьев³, Е.А. Мороз¹, Ю.А. Зарайская¹**

Неотектоника восточной части шельфа Баренцева моря: сейсмичность и разломы

Сейсмичность Баренцева моря по данным региональной сети [1] (рис. 1) указывает на существование внутриплитных событий с эпицентрами, сгруппированными параллельно бровке шельфа, с механизмами сдвига с субмеридиональной ориентацией плоскостей смещений и растяжения с субширотной ориентацией. Эти данные указывают на тектоническую активизацию шельфа вблизи его западной окраины и ее возможную миграцию на восток [2]. Визуализация данных [1] для магнитуд >2.5 за период наблюдений с 2008 по 2012 гг. показывает, что в северо-восточной части Баренцева моря эпицентры группируются в линейные цепочки северо-западной ориентации (рис. 1). Это единственное место в восточной части акватории, где данные NORSAR [1], в основном являющиеся детекцией случайных выбросов шума, показали группирование этих событий в линейные кластеры (рис. 1), резко отличающиеся от хаотичного распределения. Сопоставление их пространственного распределения с разломной сетью, построенной в рамках проекта Государственной геологической

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», Мурманск, Россия

³ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

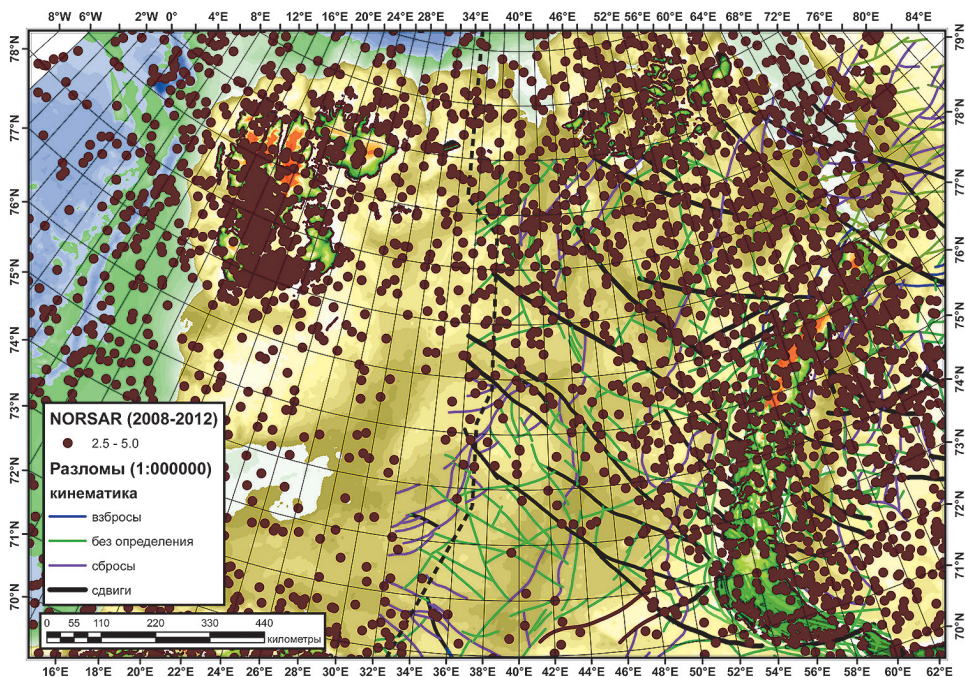


Рис. 1. Сейсмичность шельфа Баренцева моря по данным [1] за период с 2008 по 2012 гг. для событий с магнитудой >2.5 , разломная сеть по ГИС данным Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая серия) с дифференциацией разломов по кинематическому типу по [Карта..., 2004]

карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая серия) [3], показывает их привязку к разломам левой сдвиговой кинематики и опережающих их дислокаций, которые на карте данного масштаба могут быть не показаны. В рамках проекта геологического картирования в масштабе 1:1 000 000 обрабатывался значительный объем данных структурной 2D сейсморазведки, в разрезах которого разломные нарушения, выходящие к поверхности дна, установлены абсолютно достоверно.

Наличие данных о сейсмических событиях на район Баренцева моря за 20 лет в каталоге [1] в количестве ~ 550 тысяч позволяет получить статистически значимую картину их пространственного распределения в акватории Баренцева моря, в том числе в её Российской части. Нами рассчитывался суммарный сейсмический момент для событий в пределах шельфа по данным NORSAR по известной эмпирической зависимости момента от магнитуды событий Гуттенберга-Рихтера. Для шельфовой области расчет

велся для района, расположенного преимущественно в Российской части. Суммы вычислялись для пространственных ячеек 10×10 км и с интервалом в 1 год с 2001 по 2020 гг. В результате был сформирован трехмерный массив (куб) данных, что позволило представить результаты суммарного момента в 3D виде с возможностью формирования 2D вертикальных срезов в его ортогональных сечениях. Вертикальные срезы куба показаны на рис. 2. Каталог NOR SAR, содержащий в районе расчета (рис. 2) ~240 ты-

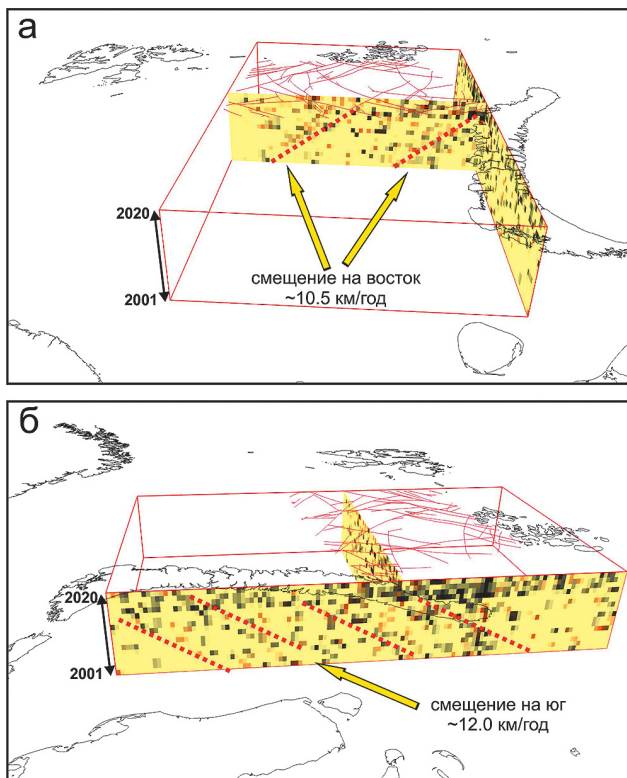


Рис. 2. Суммарный сейсмический момент (от 0 до 155×10^{13} Дж) в восточной части Баренцева моря по ячейкам (10×10 км) \times (1 год) по данным NOR SAR [1] за период 2001–2020 гг. Учитывались события с магнитудой от -2 . Разломная сеть 1:1 000 000 по данным листа Т-37-40 [3]. Стрелками показаны тренды пространственно-временного смещения энерговыделения с кажущимися скоростями вдоль плоскостей вертикального сечения трехмерного массива. а – обзор с юга на север на субширотное сечение суммарного сейсмического момента, б – обзор с востока на запад на субмеридиональное сечение суммарного сейсмического момента

сяч событий с магнитудой от -2 , обрабатывался программным модулем на языке FORTRAN-90. Проводилось суммирование моментов от каждого события в 3D массив, в котором оси X и Y являются координатами в проекции UTM37 с возможностью регулировать шаг дискрета, а ось Z – третье измерение с временным дискретом в 1 год. Результаты расчетов загружались в ПО, позволяющее осуществить трехмерную визуализацию данных, а также получение интегральной выборки вдоль одной из осей и ее усреднение в плавающем окне.

Пространственно-временные тренды сейсмического момента прослеживаются только в некоторых частях куба: в северной части района около сдвигов северо-западной ориентации и в восточной части района около утыкания сдвигов в структуры Новой Земли (рис. 2), где показаны субширотное и субмеридиональное сечения куба значений суммарного момента, на которых четко видны тренды этой пространственно-временной миграции максимумов момента со скоростью ~ 10.5 км/год от хребта Книповича на восток (рис. 2, а) и со скоростью ~ 12.0 км/год от хребта Гаккеля на юг в пределах района Новой Земли (рис. 2, б). Остальной объем куба представлен преимущественно хаотичным распределением отдельных суммарных пиков.

В акватории наиболее выраженным линейным кластером событий (рис. 1) является группа, расположенная вдоль наиболее длинного сдвига в северо-восточной части Баренцева моря и переходящая к северу в разломы неустановленной кинематики с изменением азимута на $10\text{--}15^\circ$ ближе к северу. Полученные тренды смещения сейсмической активности на восток от хребта Книповича и на юг от хребта Гаккеля хорошо укладываются в гипотезу о существовании суперпозиции тектонических деформационных волн от двух геодинамически активных сегментов ААРС, обрамляющих Северо-Западный Арктический шельф [4]. Геодинамическая обстановка в районе хребта Книповича является трансенсией, а в районе хребта Гаккеля простым сдвигом, что указывает на неодинаковое воздействие хребтов Гаккеля и Книповича на Баренцевоморский шельф. Геодинамика района получает более реалистичную интерпретацию вместе с правосдвиговой компонентой смещения плиты к востоку от хребта Книповича. Это делает левосдвиговую кинематику разломов северо-западной ориентации в восточной части акватории вполне объяснимой. Система левых сдвигов (рис. 1, 2), ориентированная на северо-запад под углом $\sim 45^\circ$ к обоим хребтам, является надежно установленной на всей акватории Баренцева моря и с ней ассоциирована сейсмичность (рис. 1). По данным [5, 6] схема девонско-триасовой рифтовой системы и ее юрско-меловая активизация имеют систему трансформных смещений, пространственная ориентация которых совпадает с разломами, выделенными на картах [3]. Это указывает на генетическую связь областей современной неотектоники

с палеозойскими и мезозойскими структурными неоднородностями, но поднимает вопрос о геодинамическом механизме воздействия на плиту с блоковым строением в настоящее время. Обнаруженные тренды могут происходить как от подвижек вдоль разломов из-за несимметричного давления со стороны сегментов ААРС, так и вследствие эмиссии при прохождении деформационных волн через разломную неоднородность. Вероятнее всего имеет место комбинация факторов. Отделить их друг от друга в настоящий момент не представляется возможным, но имеющиеся данные позволяют определить некоторые количественные характеристики и возможные причинно-следственные связи между ними.

Выводы

1. Слабые сейсмические события, зарегистрированные региональной сетью NORSAR в пределах Российской части шельфа Баренцева моря в период с 2001 по 2020 гг., группируются в линейные кластеры вдоль разломов сдвиговой кинематики, надежно установленных структурной 2D сейсморазведкой и ориентированных под углом $\sim 45^\circ$ к геодинамически активным сегментам Атлантико-Арктической рифтовой системы – хребтам Книповича и Гаккеля, обрамляющим шельф с запада и севера.

2. Разломная сеть, установленная по данным структурной сейсморазведки и высокочастотного профилирования, смещает мезозойские сейсмокомплексы и выходит на поверхность дна, смещая четвертичные отложения и однозначно указывая на современный возраст нарушений, вдоль которых сгруппированы линейные кластеры слабой сейсмичности.

3. Расчет суммарного сейсмического момента в пространственно-временном измерении показал наличие миграции сейсмической активности вдоль коротких фрагментов разломов на шельфе в субширотном направлении на восток со скоростью 10.5 км/год и в субмеридиональном направлении на юг со скоростью 12.0 км/год.

Благодарности. Данная работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 22-27-00578.

Литература

1. NORSAR Seismic Bulletins. 2022. (Выборка 2022.03.01) <https://doi.org/10.21348/b.0001> <https://www.norsar.no/seismic-bulletins/>

2. Соколов С.Ю., Агранов Г.Д., Шкарубо С.И., Грохольский А.Л. Юго-Восточный фланг хребта Книповича (Северная Атлантика): структура фундамента и неотектоника по геофизическим данным и экспериментальному моделированию // Геотектоника. 2023. № 1. С. 1–18. DOI: 10.31857/S0016853X2301006X

3. Карта дочетвертичных образований. Т-37-40 (Земля Франца-Иосифа, южные острова). Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Лист 1. Отв. ред. Б.Г. Лопатин. СПб.: МАГЭ, ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология, 2004.

4. *Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V. et al. Spatiotemporal Relationship between Arctic Mid-Ocean Ridge System and Intraplate Seismicity of the European Arctic // Seismol. Res. Lett. 2021. V. 92. P. 2876–2890. DOI: 10.1785/0220210024*

5. *Шутилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.*

6. *Виноградов А.Н., Верба М.Л., Верба В.В. и др. Основные черты геологического строения Евро-Арктического региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Строение литосферы российской части Баренц-региона Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 16–39.*

Г.А. Стогний¹, В.В. Стогний

Модели Центрально-Алданского золотоносного района по материалам геофизического профиля 3-ДВ

По опорному профилю 3-ДВ (Сковородино-Томмот-Хандыга-Адыгалах) в 2008–2010 гг. был выполнен комплекс геофизических исследований (сейсмические наблюдения ОГТ, КМПВ, ГСЗ и электроразведка методом МТЗ). На отрезке Большой Нимныр–Томмот линия профиля пересекает восточную часть Центрально-Алданского золотоносного района (ЦАР) Алдано-Станового щита. До проведения геофизических исследований по профилю 3-ДВ глубинное строение и рудоконтролирующие структуры ЦАР оценивались по анализу гравитационного поля Алдано-Станового щита [1, 7, 9]. ЦАР в гравитационном поле проявляется Якокутским региональным гравитационным минимумом, который линия профиля 3-ДВ пересекает на отрезке 560–700 км. Так, в [1] строение литосферы района представлено в виде магматогенной колонны глубиной до 220 км, содер-

¹ Геофизический институт ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

жащей магматические очаги на глубинах 4–10, 15–25, 50, 100 и 200 км. В работах [7, 9] Якокутский гравитационный минимум отождествляется с гранито-гнейсовым куполом.

По результатам интерпретации полученных геофизических материалов по профилю 3-ДВ Сковородино-Томмот предложено несколько моделей глубинного строения земной коры ЦАР (рис. 1). Д.А. Рудницкая с соавт. [8] глубинное строение ЦАР представили в виде трёхслойной модели, ограниченной с юга разломами северного падения (рис. 1). Е.Ю. Гошко с соавт. [2] в земной коре ЦАР показана куполовидная структура, выраженная подъёмом на 5–10 км верхнего, среднего и нижнего слоев (рис. 1). На разрезе [3] южнее ЦАР в интервале 400–600 км выделена конусообразная структура (Селигдарская интрузия), а в интервале 600–700 км – серия разломов южного падения (рис. 1). Аналогичная конусообразная структура до границы Мохоровичича в интервале 450–600 км показана на разрезе работы [11] (рис. 1).

В глубинном строении ЦАР согласно работе [10] выделена крупная неоднородность земной коры – Якокутский гранито-гнейсовый купол, сложенный преимущественно гранито-гнейсами и эндербитогнейсами гранулитовой фации умеренных давлений с возрастом метаморфизма в интервале 1.95–2.6 млрд лет.

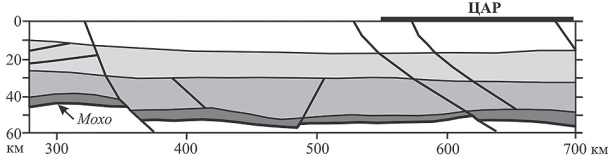
Представленные модели глубинного строения земной коры на отрезке Большой Нимыр–Томмот опорного профиля 3-ДВ позволяют отметить, что ЦАР по данным [3, 8, 11] контролируется разломами, согласно [2] – антиформной структурой, а по [10] наиболее крупной (70×100 км) неоднородностью верхней части коры Алдано-Станового щита – Якокутским гранито-гнейсовым куполом.

Формирование золотого оруденения ЦАР обычно связывают с магматической системой [1, 4–6]. Авторы настоящей публикации образование золотого оруденения ЦАР рассматривают в условиях развития (палеопротерозой–мезозой) Якокутского гранито-гнейсового купола, который явился наиболее благоприятной неоднородностью верхней части земной коры для проявления мезозойского магматизма и циркуляции рудоносных растворов [9]. Основным источником золота ЦАР служили раннедокембрийские метаморфические и магматические ультраосновные–основные породы.

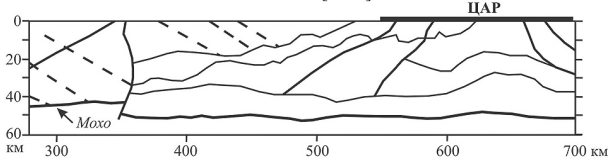
Якокутский гранито-гнейсовый купол на поверхности имеет радиально-концентрическое строение, выраженное в системе секториальных блоков, представляющих собой поднятия (Эльконский, Байонайский и др. горсты) и впадины (Куранахская, Верхне-Нимгерканская), сложенные карбонатно-терригенными отложениями платформенного чехла. Такое сочетание впадин и поднятий Е.П. Максимов с соавт. [6] связывают с импульсным геодинамическим эффектом, гипоцентр очага которого рас-



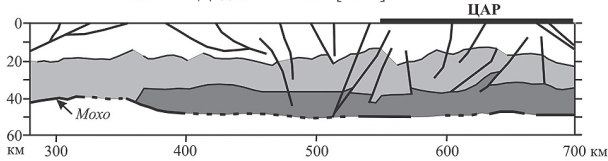
По Д.И. Рудницкой с соавт. [2013]



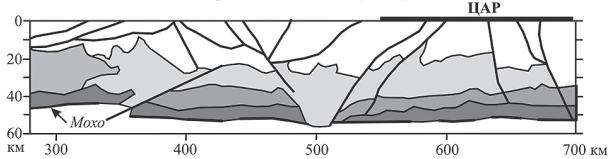
По Е.Ю. Гошко с соавт. [2014]



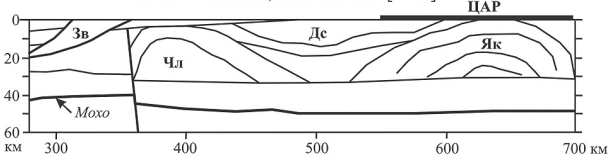
По А.Н. Диденко с соавт. [2013]



По Т.Н. Херасковой с соавт. [2018]



По В.В. Стогнию, Г.А. Стогний [2021]



— границы слоёв земной коры \ разломы

Рис. 1. Геолого-геофизические разрезы земной коры Центрально-Алданского золотоносного района Алдано-Станового щита по профилю 3-ДВ [2, 3, 8, 10, 11] (с упрощением). Цветом показаны слои земной коры. Неоднородности земной коры: Зв – Зверевская Станового мегаблока; Чл – Чульманская, Дс – Деслеглиерская и Як – Якокутская Алданского мегаблока. ЦАР – Центрально-Алданский золотоносный район

положен в мантии. С нашей точки зрения – это заключительная стадия куполообразования: распад гранитогнейсового купола на секториальные блоки, имеющие разнонаправленные вертикальные движения.

Литература

1. *Абрамов В.А.* Глубинное строение Центрально-Алданского района. Владивосток: Дальнаука, 1995. 180 с.
2. *Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.* Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры Юго-Востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 3. С. 785–798.
3. *Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А., Сальников А.С., Старосельцев В.С., Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Гурьянов В.А., Заможная Н.Г.* Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сковородино-Томмот // Геология и геофизика. 2013. № 10. С. 1883–1599.
4. *Казанский В.И.* Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. С. 195–211.
5. *Кочетков А.Я.* Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 7. С. 850–864.
6. *Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.* Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 3–26.
7. *Мокишанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С.* Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
8. *Рудницкая Д.И., Старосельцев В.С., Сальников А.С.* Построение макро-модели земной коры с применением Реапак-технологии по геотраверсу 3-ДВ (Восточная Сибирь) // Геофизика. 2013. № 1. С. 19–26.
9. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 151 с.
10. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Неоднородности земной коры Алдано-Станового щита по профилю 3-ДВ (Восточная Сибирь, Россия) // Геофизический журнал. 2021. Т. 34. № 3. С. 27–46.
11. *Хераскова Т.Н., Яковлев Д.В., Пиманова Н.Н., Березнер О.С.* Строение Алданского щита и зоны его сочленения с Центрально-Азиатским складчатым поясом по геофизическим данным интерпретации трансектов «3-ДВ» и «Тында-Амурзет» // Геотектоника. 2018. № 1. С. 3–27.

Палеосейсмологические исследования Джумгальской впадины

Джумгальская впадина находится в Нарынской области, которая расположена в центральной части Киргизской Республики, во Внутреннем Тянь-Шане, который состоит из системы хребтов, разделенных внутригорными долинами.

Геологическое строение территории Нарынской области обусловлено разнообразием горных сооружений и пород коренной основы, которые в свою очередь состоят из магматических, метаморфических и осадочных комплексов, объединенных в скальные и полускальные группы, в которых развиты опасные экзогенные процессы – обвалы, камнепады, осыпи, карсты. Межгорные впадины заполнены рыхлыми мезозойско-кайнозойскими породами. В них распространены многочисленные дислокации в виде оползней, овражной эрозии, селей, солифлюкции, плоскостного смыва и других экзогенных процессов, и явлений [1].

В новейшем поле напряжений происходят частичная активизация древних швов и движения по ним. Крупные впадины (Нарынская, Курайская, Чуйская) связаны с зонами Курайско-Чуйского, Саяно-Тувинского, Чингиз-Нарынского разломов. Борты впадин подняты относительно днищ впадин на 1000 м и более. Впадины втянуты в воздымание прилегающих территорий, их краевые части частично деформированы, а сопряженные поднятия надвинуты на отложения впадин [2].

Характерное проявление тектонических движений четвертичного периода можно обнаружить в центральной части Джумгальской впадины к северу от административного центра Жумгальского района, Нарынской области, города Чаек. Впадина представляет собой асимметричную синклиналь длиной приблизительно 70 км и шириной до 35 км с довольно пологим южным краем и сложной разломанной и складчатой северной границей (рис. 1).

Система платообразных холмов с шириной варьирующейся от 1 до 3,0 км тянется вдоль оси синклинали более чем на 25 км. Самый крупный участок расположен в центральной части впадины к северу от пос. Чаек [3].

В среднем суммарные смещения по террасам составляют от 6 до 40 м. Учитывая, что при сильных землетрясениях вертикальные подвижки со-

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



Рис. 1. Джумгальская впадина

ставляя от 1 до 2 м за одно событие, то можно предположить, что при формировании данного ландшафта произошло от 15 до 25 палеосейсмических событий с магнитудой $M = 7-8$.

Разлом, находящийся в структуре одного из холмов карьера, позволил детально изучить одну из таких разломных зон, в месте их практического выхода на поверхность.

При помощи палеосейсмологических методов, в частности траншейных работ, морфометрического анализа рельефа и данных дистанционного зондирования удалось обнаружить и выполнить параметризацию нескольких объектов, маркирующих сильные землетрясения в территориально густонаселенной Джумгальской впадине. Выявлены вертикальные подвижки по разлому, проходящему вдоль р. Джумгал и отмечена рамповая структура Джумгальской впадины. Полученные данные свидетельствуют о необходимости детального изучения региона и уточнения сейсмической опасности густонаселенных районов, часто расположенных вдоль сейсмогенерирующих структур.

Литература

1. Рахмединов Э.Э., Тилек кызы Г., Байкулов С.К. Сейсмическая опасность территории Нарынской области (Кыргызская Республика). // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. 2018. №8. , С. 16–21.

2. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии. // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.

3. *Strom A.L., Abdrakhmatov K.E.* Rockslides and rock avalanches in the Kokorenen river basin (Central Tien Shan) ICL summer school on rockslides and related phenomena guidebook. C-106 Project of the international programme on landslides, Moscow–Bishkek, 2022. 142 с.

**М.А. Суханова¹, Е.Б. Сальникова¹, А.В. Степанова²,
М.В. Стифеева¹**

Термохронологические исследования пород Беломорской провинции: сравнение скоростей остывания пород отдельных блоков

Беломорская провинция расположена в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и представляет собой юго-восточный форланд Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО, [1]). Достоверно известно о двух метаморфических событиях, переработавших породы этой провинции, одно из них произошло в архее (2.7–2.8 млрд лет назад), а второе – в протерозое (1.8–1.9 млрд лет назад) и связано с формированием ЛКО [2]. Создание непротиворечивых геодинамических моделей формирования метаморфических комплексов в архее является сложной задачей ввиду интенсивной тектонической переработки в ходе Лапландско-Кольской орогении, однако изучение термальной истории раннепротерозойских метаморфических процессов возможно.

Термохронология является одним из методов, используемых для реконструкций тектонических событий, с которыми связан метаморфизм. Этот метод основан на изучении минералов-геохронометров с различными температурами закрытия изотопных систем. Температура закрытия изотопной системы – это то значение температуры, ниже которого диффузия рассматриваемых элементов (например, Pb, Sr, Nd и др.) становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления вследствие радиоактивного распада [3]. Температуры закрытия изотопных систем серии минералов соотносятся с серией их кажущихся возрастов, в результате чего строится зависимость, позволяющая оценить среднюю скорость остывания исследуемых пород. Сравнение скоростей остывания пород различных участков одной крупной структуры позволяет оценить раз-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

личия в скорости выведения различных блоков на уровень современного эрозионного среза.

В ходе исследования в пределах Беломорской провинции были изучены три участка. Первый из них расположен вблизи поселка Амбарный, на его территории расположены озера Амбарное, Печное и Северное Каменное. Были проведены U-Pb геохронологические исследования монацита Grt-Ку-Vt гнейсов и рутила из тоналитовых гнейсов, габброноритов и Grt-Ку-Vt гнейсов. Возраст монацита составляет 1857 ± 4 млн лет, возраст рутила – 1800 ± 6 , 1775 ± 51 и 1796 ± 40 млн лет соответственно. Полученные оценки возраста были использованы для расчета скорости остывания пород. При вычислениях также была использована оценка возраста поликристаллических цирконовых оболочек бадделеит-цирконовых агрегатов из оливиновых габброноритов Амбарнского массива (1911 ± 35 млн лет, [4]). Таким образом, скорость остывания пород участка «Амбарный–Каменное» составляет 5.4 ± 1.7 °C/млн лет.

Второй участок находится в районе озера Верхнее Пулонгское вблизи поселка Чупа. Была получена оценка возраста монацита из Grt-Ку-Vt гнейсов – 1865 ± 5 млн лет. Для расчета скорости остывания также использовались оценки возраста титанита и рутила, опубликованные ранее Е.В. Бибиковой с соавторами [5]: 1853 ± 3 и 1837 ± 5 млн лет для титанита и 1808 ± 4 млн лет для рутила. Рассчитанная скорость остывания составляет 5.1 ± 1.8 °C/млн лет.

Третий участок расположен вблизи плотины Лягкомина. Возраст монацита из Grt-Ку-Vt гнейсов здесь составляет 1848 ± 3 млн лет. Опубликованные ранее оценки возраста рутила: 1758 ± 3 , 1763 ± 2 и 1779 ± 2 млн лет [6]. Скорость остывания пород, рассчитанная по этим оценкам составляет 3.7 ± 1 °C/млн лет.

Таким образом, рассчитанные скорости остывания указывают на возможные различия в термальной истории рассматриваемых блоков в раннем протерозое, однако для получения более точных оценок скоростей остывания и более детального изучения комплексов Беломорской провинции необходимо проводить дальнейшие исследования.

Геологические исследования выполнены при финансовой поддержке плановой темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0003 и плановой темы НИР ИГ КарНЦ РАН № FWME-2019-0060, геохронологические исследования – при поддержке РНФ (проект № 23-17-00260).

Литература

1. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3 (26). С. 5–11.

2. Слабунов А.И., Балаганский В.В., Щипанский А.А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // Геология и геофизика. 2021. №5. С. 650–677.

3. Dodson M.N. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Miner. Petrol. 1973. V. 40. P. 259–274.

4. Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Суханова М.А., Котов А.Б., Степанов В.С., Азимов П.Я., Егорова С.В., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Кервинен А.В., Родионов Н.В. История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования циркон-бадделейтовых агрегатов с помощью дискретной химической абразии // Петрология. 2022. № 30. С. 596–622.

5. Bibikova E. Skiold T., Bogdanova S., Gorbachev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Res. 2001. V. 105. № 2–4. P. 315–330.

6. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb-исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. P. 842–857.

Т.В. Суханова¹, Н.В. Макарова¹, А.Н. Стафеев¹

Влияние Уфимского выступа фундамента Восточно-Европейской платформы на новейшую тектонику и геодинамику Среднего и Южного Урала

Уфимский выступ (другие названия: Башкирский, Кунгурский) – структура докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы в ее восточной части на границе с Уралом. Исследователи придают ему большое значение, т.к. предположительно он влиял на строение Среднего и Южного Урала в палеозое и продолжает влиять и в настоящее время. На Структурной карте поверхности фундамента платформенных территорий СССР [6] Уфимский выступ (УВ) определен как одноименный *свод*, поднятый до 2 км (на других картах до 2 км), по сравнению с граничащим на западе Калтасинским авлакогеном, опущенным до –10 км. На востоке

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

глубоким (6–7 км) *Юрюзано-Сылвинским* прогибом он отделен от Уральских структур. На некоторых опубликованных схемах он ограничен с двух сторон разломами, что позволяет считать его горстом. УВ протягивается в субмеридиональном направлении более, чем на 250 км при ширине 100–150 км. Восточнее за Предуральским прогибом фундамент выведен на поверхность в виде Тараташского блока [7], возможно, являющегося поднятой частью погребенного УВ. По мнению авторов, блок был выведен на поверхность в среднем рифее при эксгумации, всплывании и расползании из-под покрывки. Авторы считают его индентором, обусловившим широтное сжатие Уральского орогена в герцинское (среднекаменноугольное) время, вызвавшее деформацию всех палеозойских структурных зон Среднего и Южного Урала. Первоначально меридиональные зоны были пережаты, и дугообразно изогнуты на восток. Этот изгиб получил название «Миасский синтаксис», «Среднеуральская аномальная зона», «Центрально-Уральский пережим», «Деформационная шейка». Мы называем этот участок «Пережимом».

На новейшем этапе над западным склоном УВ возникло одноименное поднятие (в рельефе плато), с абс. высотой более 500 м. Оно асимметричное, крутой восточный склон срезан глубинным Суксунским разломом – взбросом, сочетающимся с левым сдвигом. Плато отделено от Уральского орогена территорией шириной в 60–100 км, бывшей в герцинское время Предуральским прогибом, выполненным пермскими породами, с мало-мощным покровом четвертичных отложений. Восточной границей его является Западно-Уральский надвиг, выраженный в рельефе. В новейшее время – это южная часть Юрюзано-Вишерского понижения [2] или приподнятая Западно-Уральская предгорная ступень, расширяющаяся к югу. Основные новейшие структуры территории представлены крупными поднятиями и разделяющими их узкими эрозионно-тектоническими понижениями, иногда прерывистыми, но в целом подчеркивающими дугообразный план структур, особенно на участке от г. Красноуфимска на севере до г. Межевой на юге в створе с наибольшим поднятием Уфимского плато.

На Среднем и Южном Урале дугообразность структур унаследована и в новейшее время. Сужение начинается от г. Нижний Тагил на севере до г. Миасс на юге. Центральной частью является широтный участок (полоса) между г. Вишневогорск и г. Златоуст. Рельеф здесь снижен до 500–600 м, по сравнению с северными и южными участками, где абсолютная высота превышает 700 м, значительно увеличиваясь к северу и югу. Здесь сближены, сужаются (а некоторые и выклиниваются) древние зоны поднятий и прогибов, древние разломы Урала – Главный Уральский (ГУР), Дегтярский и др. Снижаются и выклиниваются и новейшие тектонические зоны, в частности, Челябинско-Магнитогорское поднятие. Дугообразность структур «срезается» субмеридиональной зоной Кыштымского разлома

(взброс или сброс, по разным авторам). Он отделяет Восточный склон Урала от прилегающей субплатформенной области с сохранившимся пенепленом. На участке Пережима развита Теча-Каслинская синклиналь [5], а также серия наиболее крупных озер Зауралья, имеющих тектонический генезис: Аргазинское, Увильды, Иртяш, Каслинское. С ними связаны верховья речных долин Миасс, Теча, Исеть северо-западного простирания, возможно, проявляющие условия растяжения, определенные на этой территории по данным измерений в горных выработках [1]. Восточнее за тектоническим уступом развиты обширные субширотные поднятые и узкие относительно опущенные структуры, относящиеся уже к Западно-Сибирской платформе. Их образование связывается с давлением с юга, с коллизионных границ Евразии [3].

Резко суженная внутренняя или внутридуговая территория сложена архейскими, протерозойскими, в том числе, рифейскими породами (Тараташский выступ). Она раздроблена на небольшие поднятые и относительно опущенные структуры – горсты и грабены, иногда дуговой формы, причем, в западной части преобладают отрицательные структуры – впадины, часто с заболоченными днищами, с выходами родников. Это свидетельствует об условиях напряжения растяжения в широтной полосе Пережима. Простирание и взаимоотношение структур предполагает сдвиговые деформации разного типа.

Тектоническая раздробленность новейших структур участка Пережима характерна и для земной коры. При этом геофизические аномалии (поверхности Мохо, магнитного слоя, теплового потока и др.) отличаются от соседних участков своими свойствами и также дугообразной формой [4]. Таким образом, новейшие структуры отражают глубинное строение этой территории. Об активности идущих здесь процессов говорит повышенная сейсмичность [4]. Для участка Пережима характерны отрицательные значения (от 0 до – 2 мм/год) современных вертикальных движений дневной поверхности.

Существующие взгляды на происхождение Уральского орогена и, в частности, участка Пережима, основаны на геофизических данных, геологическом строении, в основном определенном герцинскими и более древними движениями, применении различных методов. В то же время информацию о тектонических процессах, в том числе современных, происходящих в настоящее время и на участке Пережима, могут дать новейшие структуры и отражающий их рельеф. Анализ их строения – морфологии, тектоники, соотношения с древними структурами в комплексе с другими геологическими методами свидетельствует о длительном влиянии Восточно-Европейской платформы, в частности, структуры ее фундамента – Уфимского выступа, возможно, вызвавшего деформацию герцинских и новейших структур. В створе с вершиной выступа – Тара-

ташским блоком – находится Центральный участок Пережима, что обусловило его раздробленность, являющуюся результатом обстановок доминирующего растяжения в широтной зоне, развитой вкрест простираения Уральских структур.

Литература

1. *Алейников А.Л., Булавин О.В., Булашевич Ю.П. и др.* Горизонтальные напряжения и тектогенез Урала // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 106–113.
2. Геология СССР. Т. XII. Ч. I. Кн. 2. М.: Недра, 1969. 304 с.
3. *Макарова Н.В., Суханова Т.В., Стафеев А.Н.* Отражение влияния различных источников тектонических напряжений на формирование новейшей структуры Среднего Зауралья // Матер. ЛШ (53) Тект. совещ. Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. М.: ГЕОС, 2022. С. 312–315.
4. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 124 с.
5. Неотектоническая карта Урала. М-б 1:1 000 000. Коллектив авторов. Ред. А.П. Сигов В.А. Т. 1. Объяснит. записка. Свердловск, 1963. 170 с.
6. Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. Масштаб 1: 5 000 000. М., 1982. Гл. ред.: В.В. Семенович, Л.И. Ровнин и др.
7. *Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Кошелева И.А.* Тараташский индентор и его роль в строении Урала // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 1. С. 3–12.

Т.Ю. Тверитинова¹, М.Ю. Никитин¹

Горно-Крымский ороген – закономерный элемент в системе краевых орогенов Тетического пояса

Горный Крым – сравнительно хорошо изученный объект в системе структур северной части Тетического пояса [1, 3, 4, 9–12, 22, 24, 25]. Он представляет собой альпийский ороген, сложенный позднекиммерийским складчатым комплексом и эпикиммерийским моноклинально залегающим

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

субплатформенным чехлом. Последний переходит в недеформированный чехол Скифской плиты. Киммерийская структура Горного Крыма была сформирована на южной окраине эпигерцинского Скифского континента. Он вероятно возник в триасе на месте глубоководного Таврического бассейна, вдоль северной окраины которого в средней юре развивался островодужный вулканизм. В поздней юре вокруг образовавшегося и выработанного островной суши орогена существовало мелководное «эпикиммерийское» море. С раннего мела в нем начал формироваться верхний этаж платформенного чехла. В кайнозое в результате субдукции под континентальную окраину коры Черноморского глубоководного бассейна Горный Крым приобрел альпийскую структуру асимметричного горно-складчатого сооружения [2, 3, 10, 22, 24, 25]. По ряду структурно-геологических особенностей в пределах Горно-Крымского орогена можно выделить Юго-Западный и Восточный Крым, разделенные Салги́ро-Октябрьской зоной поперечных дислокаций, проявляющей свою активность на разных этапах развития орогена.

Юго-Западный и Восточный Крым отчетливо различаются по распределению структур нижнего структурного этажа киммерийского комплекса (таврическая серия), слагающих Горно-Крымскую структурно-фациальную зону. Максимально эродирован комплекс на юго-западе, тогда как в Восточном Крыму он выходит на поверхность только в пределах узкого Туакского поднятия. В Юго-Западном Крыму к северу от области распространения таврических образований развит их возрастной аналог – эскиординская серия, контактирующая с таврической по зоне тектонического меланжа. В Восточном Крыму подобных комплексов не обнаружено.

Наиболее выразительные различия в структуре двух рассматриваемых сегментов устанавливаются на уровне среднеюрских вулканогенно-осадочных и комагматичных им субвулканических и интрузивных образований. На юго-западе они слагают протяженную Геракле́йско-Форосско-Меласскую полосу среднеюрских вулканитов, на востоке присутствует одиночный Карадагский вулканический центр, а для Салги́ро-Октябрьской поперечной зоны характерно максимальное развитие субвулканических и интрузивных магматических тел при отсутствии комагматичных им вулканитов.

В юго-западном и восточном сегментах существенно различаются образования нижнего структурного этажа платформенного комплекса. Для разреза верхней юры характерны фациальные изменения от относительно однородной карбонатной платформы на юго-западе (хотя в значительной степени и уничтоженной последующими эрозионно-денудационными процессами) до зоны сложных фациальных переходов с гетерогенным литологическим составом, выход на поверхность которых сопровождается развитием характерных геоморфологических форм – карбонатных пинна-

клов, в восточном сегменте. Особенности различных разрезов этого стратиграфического уровня связаны с формированием в Восточно-Крымской зоне Судакского рифтогенного трога.

На формирование отложений верхнего этажа платформенного чехла существенное влияние оказало Симферопольское поднятие в западной части Восточного Крыма. Нижнемеловые отложения в Юго-Западном Крыму представлены мощной глинисто-терригенной толщей, слагающей подножье Второй гряды гор, в Восточном Крыму мощности нижнего мела сокращены. В зоне Симферопольского поднятия нижний мел отсутствует, но к югу от него, в пределах Салгино-Октябрьской зоны нижнемеловые образования значительной мощности присутствуют в Салгирском грабене. Различие в разрезах нижнего мела в меридиональном направлении может быть связано с наличием системы разрывов, ограничивающих Симферопольское поднятие с юга.

Симферопольское поднятие существенно повлияло и на развитие верхнего структурного этажа платформенного комплекса, включающего верхнемеловые и палеогеновые образования. В Юго-Западном Крыму разрез отложений этого уровня характеризуется максимальной полнотой и развитием в нем характерного куэстового рельефа, на востоке разрез далеко неполон, и Вторая гряда Крымских гор здесь редуцирована. В пределах Симферопольского поднятия отложения верхнего мела отсутствуют.

Наиболее ярко различия Юго-Западного и Восточного Крыма выражены в структурной организации киммерийских и эпикиммерийских комплексов. Киммерийские структуры Юго-Западного Крыма имеют северо-восточное простирание, Восточного – широтное, простирание моноклинали платформенного чехла также северо-восточное на юго-западе и широкое на востоке с резким разворотом в Салгино-Октябрьской зоне. Характерно развитие поперечных к основному структурному плану флексурно-разрывных зон северо-западной ориентировки на юго-западе и меридиональных на востоке.

Формирование позднеальпийской структуры Горно-Крымского сооружения было связано с субдукцией под континент коры Черноморского глубоководного бассейна. Этот процесс был также различным в Юго-Западном и Восточном Крыму, что устанавливается по особенностям их геоморфологического строения и неотектонического развития. С разделяющей сегменты Салгино-Октябрьской зоной связаны неотектонические перестройки и наиболее активные проявления сейсмичности.

Для Юго-Западного Крыма характерно максимальное поднятие на востоке (г. Роман Кош, 1550 м) с постепенным ступенчатым опусканием свода по сбросо-сдвигам северо-западной ориентировки на юго-запад к Гераклеюскому полуострову. Эти сбросо-сдвиги отчетливы на неотектоническом этапе, но не проявлены в структуре платформенного комплекса.

В Салги́ро-Октя́брьской зоне выражена резкая относительно опущенная ступень рельефа в 300 м. В Восточном Крыму новейшее поднятие, с максимальными высотами в западной части плато Караби (г. Каратау, 1250 м) постепенно снижается к востоку. В его пределах преобладают меридиональные флексу́рно-разрывные зоны, проявленные в структуре платформенного комплекса.

Особенности развития региона на новейшем этапе отражают сейсмические данные [2, 5, 6, 13–15, 20, 23]. Основные очаги наиболее сильных землетрясений тяготеют к Северо-Черноморской зоне субдукции. При этом вдоль главной сейсмической зоны характерно отчетливо дискретное распределение очагов с наибольшим числом землетрясений в районе Ялты–Алушты, то есть в пределах Салги́ро-Октя́брьской зоны, а также в зонах периклинальных окончаний Горно-Крымского орогена. На этих участках фиксируются уходящие в акваторию меридиональные цепочки эпицентров очагов землетрясений. Решение фокальных механизмов указывают на реализацию поддвига-надвиговых смещений вдоль структур северо-восточного прости́рания и смещений вдоль поперечных нарушений.

Многие отмеченные особенности строения Юго-Западного и Восточного Крыма можно объяснить тем, что в общем распределении структур в Черноморском регионе они принадлежат двум различным зонам [24, 25]. Восточный Крым является продолжением Западного Кавказа в системе Восточно-Черноморских структур, Юго-Западный Крым входит в систему структур Западно-Черноморского региона. Сегменты разделяются зоной, где структуры южного обрамления Черного моря образуют выступ при схождении Западно- и Восточно-Понтийских дуг.

Сегментацию Горно-Крымского орогена можно сравнить с сегментацией орогена Большого Кавказа, которая также наиболее ярко выражена на альпийском этапе развития, но вероятно обусловлена строением доальпийских комплексов [7, 8].

Различия мезозойско-кайнозойской истории Черноморского региона указывают, что формирование системы современных структур началось не позднее начала мезозоя и продолжается до настоящего времени в виде активных подвижек по современным флексу́рно-разрывным системам, входящих в различно ориентированные, разного порядка и различного кинематического типа зоны концентрации деформаций. Главное поле напряжений в Черноморско-Крымско-Кавказском регионе, определяющее современное развитие структур, характеризуется субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия, при которой системы северо-западного прости́рания характеризуются правосдвиговой деформацией [16–18]. Формирование позднекимморийского складчатого сооружения Горного Крыма, расположенного на флексу́рном изгибе Добруджинско-Кавказско-Копетдагской шовно-складчатой зоны [19] могло быть связано

с праводвиговыми подвижками вдоль этой системы уже на раннеальпийском этапе развития. Тектодинамическая обстановка в этой структуре определяется сочетанием регионального субмеридионального и кинематогенного северо-западного сжатия вследствие сдвиговых перемещений по системе структур северо-западного простирания. Крымская флексура обусловила формирование своеобразного «параллелограмма», выраженного сочетанием структур северо-восточного («крымского») и субширотного (на концах основных северо-западных зон перед смыкающим крылом флексуры) простирания. В этом «параллелограмме» в условиях субмеридионального сжатия короткая «диагональ параллелограмма», совпадающая как раз с Салгиро-Октябрьской поперечной зоной, характеризуется условиями растяжения. Различия структуры и истории формирования Юго-Западного и Восточного Крыма с проявлением особенных процессов и структур в разделяющей их зоне, доказывает активность региональных зон северного Причерноморья уже на раннеальпийских этапах.

Таким образом, Горно-Крымский ороген является закономерным элементом в системе краевых орогенов Тетического пояса. Разные части орогена развивались в течение мезозоя и кайнозоя по-разному: сначала как зона регионального изгиба и перестройки крупных тектонических структур на северной окраине Тетиса, затем как структурно-неоднородная зона с проявлением преимущественно разрывных деформаций в условиях современных геодинамических процессов.

Литература

1. *Бабак В.И.* Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты тектоники Крыма // *Мат. Всес. совещ. по изуч. четверт. периода*. Т. 2. Изд. АН СССР, 1961.
2. *Вигинский В.А.* Орогенез в Азово-Черноморском регионе // *Разведка и охрана недр*. М.: Недра, 1999. С. 2–10.
3. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (Стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования) / Под. ред. О.А. Мазаровича и В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ, 1989. 160 с.
4. Геология СССР. Т. 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание. Редактор(ы): Муратов М.В., Сидоренко А.В. М.: Недра, 1969, 576 с.
5. *Гобаренко В.С., Муровская А.В., Егорова Т.П., Шеремет Е.Е.* Современные коллизионные процессы на северной окраине Черного моря // *Геотектоника*. 2016. № 4. С. 1–20.
6. *Горшков Г.П.* Региональная сейсмотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс. М.: Наука, 1984. 272 с.
7. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.

8. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 357 с.
9. *Муратов М.В.* О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1954. Т. 29. Вып. 1, С. 1–20.
10. *Никитин М.Ю., Седаева К.М., Майорова Т.П.* Путеводитель по первой Крымской учебной геологической практике. ч. II. Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского ГУ, 2006. 124 с.
11. *Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О.* Геологическая история Бахчисарайского района Крыма М.: Изд-во МГУ, 2006. 60 с.
12. *Николаев Н.И.* О возрасте рельефа Горного Крыма // Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода. 1946. № 8. С. 103–105.
13. *Никонов А.А.* Крымские землетрясения 1927 г. – уточненные решения макросейсмического поля и механизма очагов // Сборник материалов Междунар. научн. конференции «Уроки и следствия сильных землетрясений», Ялта, 25–28 сент. 2007 г. Симферополь, 2007. С. 13–15.
14. *Никонов А.А.* Уточненные решения макросейсмического поля и механизма очагов Крымских землетрясений 1927 г. // Геофизические исследования. 2012. Т. 13. № 1. С. 50–78.
15. *Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Аверьянова В.Н., Шебалин Н.В.* Об особенностях очаговых зон сильных Крымских землетрясений 26 июня и 11 сентября 1927 года // Инженерносейсмические проблемы. 1976. С. 103–115. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 18).
16. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95–112.
17. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ. 1973 С. 57–107.
18. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С.145–197.
19. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В.* Крымско-Копетдагская шовно-складчатая система: строение, тектодинамические условия формирования и место в позднеальпийской структуре Юго-Западной Евразии // Пятая Тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН, посвященная 100-летию М.В. Гзовского. Материалы докладов. М.: изд-во ИФЗ РАН, 2020. С. 268–275
20. *Скляр А.М., Князева В.С., Королев В.А.* Макросейсмический эффект землетрясений 26 июня и 11 сентября 1927 г. в Крыму // Сейсмологический бюллетень Украины за 1998 г. Симферополь, 2000. С. 90–119.

21. Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития / Е.Ю. Барабошкин, Т.А. Барабошкина, Е.П. Каюкова и др. Т. 1. 2 изд. СПб.: Изд-во ВВМ, 2016. 351 с.

22. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.

23. Яновская Т.Б., Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Структура подкоровой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным // Физика Земли. 2016. № 1. С. 1–17.

24. Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz Okan, Demirer Ali, Amelin N., Petrov E. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill // Marine and Petroleum Geology. 2015. V. 59. P. 638–655.

25. Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz Okan, Demirer Ali, Amelin N., Petrov E. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2015. V. 59. P. 656–670.

**А.В. Тевелев^{1,2}, В.М. Мосейчук², Е.А. Володина^{1,2},
И.А. Кошелева^{1,2}**

Новые данные о вендско-ордовикском магматизме Уфалейского метаморфического блока (Средний Урал)

Уфалейский метаморфический блок представляет собой часть Центрально-Уральской мегазоны, с точки зрения В.Н. Пучкова [1] «экспонированный докембрийский складчато-метаморфический фундамент палеозойской континентальной окраины». Метаморфический комплекс представлен в изученном районе слюдиногорской свитой нижнего протерозоя и указарской свитой верхнего рифея. Он перекрыт со структурным несогласием козинской свитой верхнего кембрия – нижнего ордовика, которая сложена преимущественно кварцито-песчаниками, гравелитами и конгломератами с галькой и валунами кварцитов. Магматические комплексы, локализованные в пределах Уфалейского блока, как правило, считались рифейскими. Последние данные, полученные, в том числе, при проведении региональных геологических исследований, позволили

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

² ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия

определить существенную роль раннепалеозойского магматизма в строении Уфалейского блока. Далее приведены сведения о четырех комплексах, возраст которых удалось существенно уточнить с помощью изотопных исследований – U-Pb датирования цирконов, которое осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SIMS SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Кенчурский комплекс метагаббро-метатрондьемитовый

Он выделен в 1979 г. Г.А. Глушковой в качестве комплекса метагабброидов позднерифейского возраста. Сейчас в составе комплекса выделяются породы двух фаз внедрения: 1 – габбро, метагаббро, 2 – метатрондьемиты.

Кенчурский комплекс в Уфалейском антиклинории распространён среди пород указарской свиты. Он состоит из очень мелких тел габбро и даек габбро-долеритов, метаморфизованных вместе с породами свиты. Метагаббро слагают небольшие силлы и дайки среди зелёных сланцев, простирание их субмеридиональное и северо-западное, мощность до 150–250 м. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Габбро в разной степени тектонически переработаны – от почти нетронутых до сильно тектонизированных, превращенных в хлорит-эпидот-альбит-актинолитовые сланцы.

Среди сланцев вскрыты многочисленные жилы метамагматических пород более или менее однородного состава, но с разной структурой, идентифицированные как амфибол-кварц-альбитовые гранофельсы, образованные по жилам трондьемитов.

Для определения изотопного возраста метатрондьемитов из двух проб было выделено около 100 зерен циркона, из которых было проанализировано 33. Размер кристаллов от 70 до 200 мкм, по большей части – около 100 мкм. Средневзвешенное значение возраста по двум пробам составляет 586 ± 2 млн лет (2σ) при незначительном СКВО (0.43) и очень высокой вероятностью конкордантности (0.992). Таким образом, возраст гранофельсов кенчурского комплекса с высокой степенью достоверности составляет 586 млн лет, что соответствует раннему венду. Этот возраст принят и для кенчурского комплекса в целом.

Битимский комплекс умереннощелочных гнейсо-гранитов-лейкогранитов

Он выделен в 1948 г. Г.А. Смирновым и Т.А. Смирновой как поздненевендский комплекс, объединяющий гранитогнейсы и гнейсо-граниты

альбит-микроклинового и микроклин-пертитового состава, прорывающие метаморфические породы указарской свиты рифея. Комплекс слагает несколько массивов в пределах Уфалейского блока. По нашим представлениям, массивы битимского комплекса залегают, в основном, среди метаморфитов слюдяногорской свиты нижнего протерозоя восточной части Уфалейской СФЗ, а указарская свита вмещает несколько небольших линейных тел. Самый крупный Тыртышский массив расположен в осевой части Уфалейской СФЗ, он вытянут в меридиональном направлении на 13 км при ширине около 2 км. С запада массив ограничен Уфалейским взбросом. Южнее Тартышского массива расположен его крупный спутник Половинкинский массив протяженностью 7 км и шириной около полутора километров. В пяти километрах западнее Половинкинского массива расположен Куказарский массив, прорывающий уже указарскую свиту. Он имеет размеры 4,5×0,8 км.

Гранитоиды битимского комплекса относятся к умереннощелочной серии и представлены преимущественно лейкогранитами. Для определения изотопного возраста битимского комплекса была отобрана проба из маломощного (15–20 см) силла гранитов Куказарского массива, из которой выделено 21 зерно циркона. По девяти цирконам получен конкордантный возраст 519 ± 3 млн лет при довольно большом СКВО (1.3) и низкой вероятности конкордантности 0.26. Вместе с тем именно этот возраст следует считать возрастом битимского комплекса. Такой же возраст для битимского комплекса в более северных частях Уфалейского блока определен Г.Ю. Шардаковой и М.В. Червяковской [2] U-Pb методом по цирконам – 520.2 ± 9.1 млн лет. Таким образом, возраст битимского комплекса следует признать раннекембрийским, т.е. он входит в структуру фундамента Уфалейского блока и метаморфизован вместе с указарской свитой. Фактически, это первое проявление палеозойского гранитоидного магматизма в Уфалейском блоке, который начался с умеренно-щелочной серии.

Чусовской комплекс гнейсо-плагиогранитовый

На юге Уфалейского антиклинория к рассматриваемому комплексу отнесены гнейсовидные плагиограниты, гнейсо-плагиограниты, гнейсо-адамеллиты, очковые и линзовидно-полосчатые плагиоклазовые мигматиты, мусковит-альбитовым гранитогнейсы, которые выделены Г.А. Кейльманом и Г.А. Глушковой в 1961 г. как позднерифейские–ранневендские массивы.

Выделяются три сравнительно крупных массива – Малокуказарский, Журавлёвский и Граматухинский. Малокуказарский массив имеет длину

8 км и ширину до 1.2 км. В 3 км северо-западнее находится Журавлёвский массив размером 4×1 км, гнейсовидность в котором падает на восток под углом 50–60°. Южнее располагается Граматухинский массив, который имеет размеры 5.5×1.5 км. Между описанными массивами расположена серия более мелких тел.

Гнейсо-граниты чусовского комплекса с петрохимической точки зрения относятся к лейкогранитам нормального ряда. Для определения изотопного возраста чусовского комплекса были отобраны две пробы из гнейсо-гранитов. Из каждой пробы выделено более 100 зерен циркона, из которых проанализировано 10–12 зерен. По 12 цирконам первой пробы получен конкордантный возраст 468 ± 5 млн лет при СКВО = 2.6 и вероятности конкордантности 0.11. По 10 цирконам второй пробы получен конкордантный возраст 468 ± 5 млн лет при СКВО = 1.3 и вероятности конкордантности 0.25. Полученные СКВО высокие, а вероятности, напротив, низкие, однако средневзвешенное значение возраста по обеим пробам дает весьма достоверные результаты: 468.2 ± 3.4 млн лет при СКВО = 0.45 и почти предельной вероятности 0.99. Этот возраст (начало среднего ордовика) принят в качестве возраста чусовского комплекса.

Таким образом, возраст чусовского комплекса определяется как среднеордовикский. Этот лейкогранитовый комплекс сформировался уже на стадии образования чехла Уфалейского блока и был метаморфизован вместе с козинской свитой. Интересно, что массивы чусовского комплекса расположены в восточной части Уфалейского блока и прорывают исключительно слюдяногорскую свиту. В указарской свите их нет, вероятно, за счет большего эрозионного среза восточной части блока.

Мальгинский вулканический комплекс трахириолитовый

Применительно к проблеме, рассматриваемой в этой статье, особый интерес вызывают субвулканические тела трахириолитов, которые прорывают не только саму мальгинскую свиту, но и нижележащие козинскую и указарскую свиты. Крупные тела имеют дайкообразную форму, протяженность от 0.5 до 12.5 км при ширине до 750 м. В разное время возраст этих трахириолитов оценивался как среднекаменноугольный или позднерифейский.

Изотопный возраст пород был получен U-Pb методом по цирконам, выделенным из трех проб субвулканических трахириолитов. В пробах измерены по 12–15 цирконов. По результатам U-Pb датирования по 12 точкам первой пробы получен конкордантный возраст 479 ± 2 млн лет. По 12 точкам второй пробы – 479 ± 2 млн лет. Цирконы третьей пробы весьма разнообразны и практически наверняка проба засорена. Среди них есть 5

зерен, аналогичных зернам из двух первых проб – с четкой секториальной зональностью и умеренным свечением. По результатам U-Pb датирования по 5 точкам получен изохронный возраст 463.1 ± 3.6 млн лет.

Интерпретация расхождения определений на 16 млн лет важна для определения возраста малыгинской свиты, поскольку 279 млн лет отвечает раннему ордовику (тремадокскому веку), а 463 млн лет – среднему ордовику (дарривильскому веку). Вместе с тем, в измеренных параметрах проб первых двух проб очень большая среднеквадратическая ошибка (9.3! и 1.7) и очень низкая вероятность конкордантности (0.002 и 0.19), поэтому доверие к этим пробам не очень высокое. В измеренных параметрах третьей пробы, напротив, очень низкая среднеквадратическая ошибка (0.107) и высокая вероятность конкордантности (0.74). Поэтому за достоверный изотопный возраст мы принимаем среднеордовикский, который не противоречит и принятому возрасту самой малыгинской свиты.

Таким образом, все полученные данные свидетельствуют об омоложении принятых ранее возрастов плутонических комплексов Уфалейского блока. Если возраст габброидов уточнен не очень существенно (от позднего рифея до раннего венда), то возраст гранитоидных комплексов изменен принципиально. Более того, в принятых ранее схемах битимский комплекс признавался более молодым относительно чусовского, причем часто описывались их взаимоотношения. На самом деле он оказался более древним, что меняет представление о эволюции магматизма Уфалейского блока.

Литература

1. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

2. Шардакова Г.Ю., Червяковская М.В. Венд-кембрийские гранитоиды Уфалейского блока (Средний Урал): новые изотопные данные, состав субстрата, потенциальная рудоносность. Изв. Уральского государственного горного университета, 2(58), с. 48–63. doi.org/10.21440/2307-2091-2020-2-48-63

Состав и тектоническое положение раннерифейских вулканитов района Финского залива и субщелочных гранитов Лапландии в свете проблемы генезиса рапакиви

Объектами исследования являются образования, которые могут олицетворять крайние этапы процесса формирования гранитов рапакиви: первичное метасоматическое образование мигматит-гранитов с начальными явлениями аллохтонного перемещения расплава и до его излияния на поверхность. Природа гранитов рапакиви, несмотря на огромное количество исследований, остается, во-многом, дискуссионной. Вызывают споры: образование маргинационных структур, наличие необычных для гранитов минералов: оливина, пироксена, оплавленного кварца; соотношения рапакиви с габбро-анортозитами; глубинное строение, неопределенность их тектонического положения; и наконец, громадная диспропорция интрузивных и эффузивных разностей. Наличие последних, хоть и в весьма незначительных объемах по сравнению с гранитами указывает, по мнению некоторых исследователей, на «бесспорную» магматическую – верхнемагматическую природу исходной магмы для гранитов рапакиви [1].

Для раннерифейских кислых вулканитов развитых на о-вах Гогланд и Соммерс в Финском заливе характерна петрогеохимическая близость их составов с породами наиболее ранних фаз расположенного здесь Выборгского массива рапакиви, а вулканиты базальтового состава на этих же островах близки по составу габбро-анортозитам интрузивной фации анортозит-рапакивигранитной формации. Поэтому идеи о комагматичности вулканитов с гранитами и ассоциируемых с ними габбро-анортозитов весьма соблазнительны. Но остается неясными два вопроса: 1 – на каком этапе эволюции произошло разделение интрузивной и эффузивной фаз и 2 – благодаря какой структурной обстановке, основная часть магмы не смогла выйти к поверхности?

В ходе исследований впервые получены данные о разных временных интервалах формирования этих вулканитов: 1.66; 1.63; 1.59–1.57 млрд лет, что позволяет утверждать, что излияния были многократными. При этом полученные древние датировки кварцевых порфиров с о. Соммерс – 1663 ± 8 млн лет [6], свидетельствуют, что кварцевые порфиры могут отражать самые ранние (начальные, до гранитные) этапы эволюции магма-

¹ Геологический институт РАН Москва, Россия

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

тических процессов, впоследствии (с рубежа 1.65 млрд лет) приведших к формированию гранитов рапакиви, когда динамический и термальный режим поверхностных слоев не позволял расплавам выйти к поверхности. При этом возникает вопрос: а являются ли кварцевые порфиры комагматами гранитов рапакиви?

Субщелочные граниты, развитые в обрамлении Лапландского пояса по геохимическим параметрам подобны гранитам рапакиви [4]. На всех детальных картах Лапландского пояса показаны тела этих гранитов, которые получили название Колвицкие [9]. В большинстве случаев они приурочены к пологим тектоническим зонам, которые современные исследователи трактуют как надвиги. Судя по тому, что граниты гнейсовидны, смяты в единые с амфиболитами складки, но иногда образуют среди них и секущие недеформированные тела, они формировались на заключительных этапах эволюции гранулитовой структуры и являются позднескладчатыми образованиями. Это подтверждается и определениями возраста. Так, для Яврозерского гранитного массива по цирконам получен возраст 1930 ± 27 млн лет, а возраст 2289 ± 20 млн лет характерен для субщелочных гранитов из Колвицкой структуры [2]. Для аналогичных гранитов района Карасйок получены молодые возрасты – 1750 млн лет [8], что отражает эволюцию Лапландского пояса в качестве корневой части рифтовой системы карелид, испытывающих пропагацию в СЗ направлении [5].

Колвицкие граниты преимущественно встречаются среди гранатовых амфиболитов обрамления Лапландского пояса в формации Тана (по классификации западных геологов) или в пределах развития пород кандалакшской свиты, согласно взглядам российских исследователей. Реже они отмечаются среди гранито-гнейсов архейского фундамента, вблизи границы распространения гранатовых амфиболитов (восточнее г. Падос-Тундра и в р-не оз. Канозера). Там где мощность гранатовых амфиболитов незначительна, эти граниты развиты среди гранулитов нижней части их «разреза». Обычно они слагают тонкие, выдержанные по простиранию слои неосомы, мощностью от первых до десятка сантиметров в полосчатых гранатовых амфиболитах. Гнейсовидность в гранитах параллельна подошве гранулитовых пластин. Гранатовые амфиболиты всегда сопровождают гранулитовый пояс от Скандинавских гор до Сальных тундр и далее к Порьей губе Белого моря, граниты также встречаются на всем протяжении этой структуры. На участках, где структурные элементы подошвы гранулитовых пластин не линеаризированы, наблюдаются более мощные тела этих гранитов, которые имеют черты перемещенных массивов. Это наблюдается в синформной структуре Бьернивари, расположенной к югу от г. Карасйок, а также в Яврозерской и Туадаш-Сальнотундровской структурах. Все перемещенные массивы Колвицких гранитов расположены среди амфиболитов и гранито-гнейсов. В гранулитах эти граниты

имеют метасоматический облик и в них всегда сохраняется реликтовая полосчатость, и исходные породы замещены гранитным материалом без образования неосомы и палеосомы. Эмпирически устанавливается и большее количество гранитов вблизи анортозитовых тел, также приуроченных к подошве гранулитовых пластин.

Колвицкие граниты изучены на всем протяжении Лапландского пояса: от района г. Карасйок на СЗ до Порьей губы на ЮВ. По содержанию щелочей они относятся к нормальным или субщелочным гранитам, а по наличию в них щелочной роговой обманки их иногда называют щелочными [3]. Колвицкие граниты имеют четко выраженные петрогеохимические особенности: 1) резкое преобладание K_2O над Na_2O ; 2) преобладание Fe над Mg; 3) низкий коэффициент апаитности; 4) высокие содержания Zr, Ba, PЗЭ, Ga, Y. По всем этим параметрам граниты основания пластин Лапландского пояса близки к гранитам рапакиви [7]. Колвицкие граниты характеризуются нормальной или слегка повышенной глиноземистостью с $Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O) = 1.0-0.85$, чем они отличаются от гранитов Наттанен и Хета. На тектономагматических диаграммах субщелочные Колвицкие граниты попадают в те же поля, что и граниты рапакиви: это внутриплитные граниты на диаграмме Yb–SiO₂ и Rb–SiO₂. Наиболее четко Колвицкие граниты попадают в поля гранитов А-типа на диаграммах с участием Ga/Al, что позволяет рассматривать их образование за счет частичного плавления нижней коры под влиянием потока глубинных флюидов [10]. Химические составы Колвицких гранитов, образовавшихся по гранулитам и по гранатовым амфиболитам одинаковы, что свидетельствует о высокой активности метасоматических флюидов, в результате чего по различным исходным породам образовывались одинаковые по составу гранитоиды. Наблюдаемое геохимическое сходство Колвицких гранитов с гранитами рапакиви может указывать на однотипный источник вещества при формировании этих пород и на весьма сходные геодинамические обстановки. Колвицкие граниты образовались на заключительных этапах формирования Лапландского пояса, то есть по логике господствующей коллизионной модели, в обстановке сжатия в период окончательного надвигания гранулитов. Но, граниты А – типа, с которыми хорошо сопоставляются граниты Лапландского пояса являются ярчайшими представителями обстановки растяжения, что в принципе не отвечает надвиговой модели.

Таким образом, субщелочные граниты Лапландского пояса можно рассматривать как природный пример нижнекорового формирования гранитов рапакиви при эксгумации гранулитов в составе лежачего крыла пологого сброса в обстановке регионального растяжения. Эти же сбросы одновременно контролировали как близповерхностное растяжение с формированием рифейских трогов, так и режим локального сжатия над

метаморфическими куполами – который, блокирует свободный выход расплава к поверхности. Возрасты кварцевых порфиров, установленные как в трогах, так и в дайках, несколько расходятся с датировками по гранитам рапакиви, что может указывать на принципиальные иные структурные обстановки внедрения этих достаточно близких по составу тел. Так, граниты рапакиви формировались в обстановке пологого сброса, а кварцевые порфиры приурочены к вертикальным сдвиговым зонам.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН и ИФЗ РАН

Литература

1. Анортозит-рапакиви-гранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.

2. *Каулина Т.В., Апанасевич Е.А.* Микроклиновые граниты пояса Танаэльв: проблемы датирования / Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и Центра России. Материалы XI молодежной научной конференции. Петрозаводск. 2000. С. 28-30.

3. *Прияткина Л.А., Шарков Е.В.* Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127 с.

4. *Терехов Е.Н., Левицкий В.И.* Субщелочные граниты Лапландского пояса как индикаторы геодинамической обстановки формирования гранулитовых покровов // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 4. С. 506–510.

5. *Терехов Е.Н., Морозов Ю.А., Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Щербакова Т.Ф.* О проявлении дайкового магматизма андезит-базальтового состава в палеопротерозойской рифтогенной системе Кольского кратона (Балтийский щит) // Докл. РАН. 2018. Т. 479, № 3. С. 302–308.

6. *Терехов Е.Н., Скублов С.Г., Макеев А.Б и др.* Новые данные о раннерифейском возрасте (U-Pb, SHRIMP-II) кислых и основных эффузивов Финского залива (о. Соммерс, Россия) // Докл. РАН, Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 22–31.

7. *Haapala I., Rämö O.T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland // Geol. Soc. Amer. Special Paper. 1990. 246. P. 275–286.

8. *Krill A.G., Bergh S., Lindahi et. al.* Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotopic dates from Precambrian rocks of Finnmark // Nor. Geol. Unders. Bull. 1985. № 403. P. 37–55.

9. *Terekhov E.N., Levitski V.I.* Granites from the base of the Lapland Granulite Belt as a geochemical analogue to the Rapakivite type granites // Nor. geol. unders. Special Publ. 1995. V.7. P. 185–192.

10. *Whalen J.B., Currie K. L., Chappel B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Сравнительная характеристика тарханских отложений среднего миоцена Северного Азербайджана и Западного Предкавказья

Новые данные по литологии и стратиграфии миоценовых отложений Восточного Паратетиса были получены в ходе полевых работ 2023 г. с участием специалистов из Геологического и Палеонтологического институтов Российской Академии наук, Всероссийского научно-исследовательского геологического института и Института геологии и геофизики НАН Азербайджана. Выполнены детальные описания разрезов и собрана коллекция образцов пород в окрестностях горы Исламдаг и реки Дженги, а также в овраге Большие Сияки в Гобустанском районе Азербайджана. В разрезе, вскрытом Кубанской скважиной СГ12000, изучен керн в интервале от 3125–3150 м.

Одной из задач полевых работ было изучение характера перехода от майкопских отложений к тарханским – уточнение литолого-фациального состава, мощности нижнетарханских отложений и тарханского мергеля.

В разрезах Исламдаг, Дженги и Большие Сияки верхнемайкопско-тарханские отложения представлены чередованием преимущественно некарбонатных темно-серых и шоколадных глин с маломощными прослоями серовато-бурых известковистых тонкослоистых (1 см) глин. Нижняя граница тарханских отложений определялась по положительной реакции с HCL. Важным маркером этой границы является появление наннопланктона с развитием массового присутствия океанического вида-маркера *Sphenolithus heteromorphus* зоны NN5 шкалы Martini [3]. Мощность нижнетарханских отложений (кувинских слоев) составляет от 5 до 15 см. Известковистые бурые глины перекрываются светло-бежевым плотным мергелем мощностью 0.35 м – региональным маркирующим горизонтом тархана [4].

В разрезе СГ12000 переход от майкопских отложений к тарханским представлен чередованием темных неизвестковистых глин. Граница тарханских отложений маркируется известковистостью и появлением наннопланктона и бентосных фораминифер [2]. Нижнетарханские отложения имеют

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт РАН, Москва, Россия

мощность от 3 до 6 м. Тарханский мергель здесь серо-коричневый, глинистый, массивный, с неровным изломом, крепкий, мощностью 0.65 м.

По результатам полевых исследований и анализа фондовых материалов [1, 2] проведена сравнительная характеристика ниже- и среднетарханских отложений Восточного Паратетиса.

Накопление этих отложений происходило в относительно глубоководных условиях Западно-Кубанского прогиба и Куринской впадины Южно-Каспийского прогиба. В разрезе Исламдаг переход от майкопских отложений к тарханским согласный и постепенный. К нему приурочено повышение карбонатности отложений в связи с развитием известковых групп микрофоссилий. По результатам бурения скважины СГ12000 такая же последовательность событий регистрируется в Западно-Кубанском прогибе. Однако мощность тарханских отложений в последнем значительно больше, что, наиболее вероятно, свидетельствует о различных глубинах, объемах кластики и скоростях осадконакопления. На более мористые условия в Куринской впадине указывает и состав наннопланктона.

Литература

1. *Ализаде А.А.* Майкопская свита Азербайджана и её нефтеносность. Издание: ОНТИ-Азнефтеиздат, Баку, 1945.
2. Геологический отчет по СГ 12000 Том. 1, 2, 5. Обобщение результатов поисковых и разведочных работ в пределах перспективных регионов Краснодарского края. Отв. Исп. Сидоренко С.О., Чабанов С.С., 1991.
3. *Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. 11th Planktonic Conf. Rome, 1971. P. 739–785.
4. *Popov S.V., Golovina L.A., Palcu D.V., Goncharova I.A., Pinchuk T.N., Rostovtseva Yu.V., Akhmeteyev M.A., Alexandrova G.N., Zaporozhets N.I., Bannikov A.F., Bylinskaya M.E., Lazarev S.Yu.* Neogene regional scale of the Eastern Paratethys, stratigraphy and paleontological basis // Journal of Paleontology. 2022. V. 56. N. 12.

**Метаморфизм и деформации
Беломорского подвижного пояса в начале протерозоя
по данным изучения даек габброноритов (~2.4 млрд лет)
района села Гридино**

В качестве критерия проявления дискуссионного метаморфизма беломорского комплекса в начале протерозоя в настоящей работе использованы структурные особенности даек габброноритов комплекса пород основного и ультраосновного состава, уже более ста лет известного благодаря работам Е.С. Федорова как «друзиты», детально изученного В.С. Степановым и названного им комплексом лерцолитов–габброноритов (КЛГН) [4]. Благодаря ясной геологической позиции интрузивов комплекса и данным его изотопного датирования [7, 5], КЛГН признается самым надежным временным маркером (~2.4 млрд лет) эволюции Беломорского подвижного пояса (БПП).

Как правило, внедрение интрузивов КЛГН рассматривается как синхронное с деформациями, происходившими в условиях метаморфизма амфиболитовой фации [2, 3, 7, 8]. Однако данные U-Pb цирконовой геохронологии «свидетельствует об отсутствии регионального метаморфизма в Беломорье 2400–2500 млн лет назад» [1, с. 242]. Простая форма недеформированных даек габброноритов КЛГН также является признаком их внедрения в холодные вмещающие гнейсы в стабильной тектонической обстановке [9].

В районе села Гридино (западный берег Белого моря), сложенном преимущественно плагиогнейсами, многочисленны дайки габброноритов КЛГН, деформированные в различной степени. Недеформированные и слабодеформированные дайки с апомагматическими структурами пород имеют параллельные плоские или слабоизогнутые контакты, секущие полосчатость вмещающих гнейсов в пределах реликтовых доменов, не испытавших интенсивной постаршейской структурно-метаморфической переработки.

Интенсивные деформации даек связаны с пластическими зонами сдвига трех генераций, рассекающими и ограничивающими реликтовые домены [6]. Контакты интенсивно деформированных даек имеют сложную форму, облекаемую полосчатостью гнейсов. Габбронориты даек, деформированных в крутопадающих зонах сдвига ранней генерации, имеют массивную текстуру и апомагматические структуры без признаков де-

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

формаций, аналогичные структурам габброноритов недеформированных и слабдеформированных даек. Дайки, деформированные в более поздних, раннесвекофенских, крутопадающих зонах сдвига, испытали эклогитизацию; слагающие их эклогитизированные габбронориты имеют метаморфические структуры и текстуры. В позднесвекофенских пластических зонах сдвига пологого залегания дайки базитов не сохраняются, базиты (в том числе и в различной степени измененные габбронориты КЛГН) слагают в них немногочисленные, обычно изометричные и слабо уплощенные, тела.

Формы контактов недеформированных и слабдеформированных даек указывают на внедрение их по хрупким разрывам, а облекание контактов интенсивно деформированных даек полосчатостью гнейсов и апомагматические, без признаков деформаций, структуры слагающих их габброноритов, – о синметаморфических, в условиях амфиболитовой фации, деформациях даек в состоянии вязкого, не полностью раскристаллизованного расплава. Морфологическое различие даек, сложенных габброноритами с апомагматическими структурами объясняется неравномерностью деформаций коры во время их внедрения и деформаций на стадии остывания базитового расплава.

Структурные особенности даек габброноритов КЛГН района села Гридино показывают, что в начале протерозоя породы БПП, представленные в современном эрозионном срезе района, были прогреты до условий амфиболитовой фации и испытывали неравномерные, в целом слабые, пластические деформации и образование разрывов, по которым внедрялись дайки габброноритов. Интенсивные пластические деформации были локализованы в дискретных пластических зонах сдвига.

Работа выполнена по госзаданию Института геологии Карельского НЦ РАН

Литература

1. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U–Pb геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227–244.
2. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрография). Л.: Наука, 1990. 248 с.
3. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
4. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
5. Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.А., Егорова С.В., Степанов В.С. Интрузивные базиты крупной магматической провинции 2400 млн лет

в Беломорском подвижном поясе: первые U–Pb ID–TIMS данные по бадделиту // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 56–60.

6. *Травин В.В.* Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. № 5. С. 78–93.

7. *Шарков Е.В., Красивская И.В., Чистяков А.В.* Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примередрузитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 632–655.

8. *Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В.* Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 307 с.

9. *Stepanova A.V., Stepanov V.S.* Paleoproterozoic mafic dyke Swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2010. V. 183. P. 602–616.

**А.А. Третьяков¹, А.Н. Журавлев¹, К.Е. Дегтярёв¹,
Е.Б. Сальникова², Ю.В. Плоткина², К.А. Третьякова³**

Неопротерозойские магматические комплексы Северного Улутау (Центральный Казахстан)

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса широко распространены магматические комплексы тонийского возраста (~740–840 млн лет), которые были выявлены в пределах докембрийских террейнов юго-западного Казахстана (Чуйско-Кендытасский, Жельтавский), Срединного и Северного (Актюзский) Тянь-Шаня. Здесь они представлены вулканогенными толщами кислого, реже контрастного (базальт-риолитового) состава и гранитоидами [6, 7, 10]. Результаты проведённых исследований позволяют рассматривать эти образования в составе крупного вулcano-плутонического пояса, сформировавшегося в тыловой области растяжения активной континентальной окраины за счет плавления раннедокембрийской континентальной коры [7]. Одним из террейнов, комплексы которого участвовали в строении этого пояса, является Улутауский террейн, рас-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

полагающийся в западной части Центрального Казахстана. В южной части этого террейна (Южный Улутай) в последние годы были выделены вулканические и интрузивные образования тонийского возраста [2, 3]. На востоке Южного Улутая (Карсакапайская зона) развиты дифференцированные базальт-андезит-риолитовые толщи (аралбайская, белеутинская, карсакапайская серии) ранне- (~830–840 млн лет) и поздне-tonийского возраста (~740–760 млн лет), для которых предполагается формирование во фронтальной области активной окраины [2]. На западе Южного Улутая (Майтубинская зона) распространены комплексы тыловой области растяжения активной окраины, которые включают анорогенные риолит-гранитные ассоциации (дюсембайскую ~830 млн лет, актасскую ~790 млн лет), а также грубообломочные терригенно-вулканогенные толщи. Изотопно-геохимические особенности кислых эффузивов и гранитов указывают на их образование в результате плавления палеопротерозойской коры террейна во внутриплитной обстановке [3]. Породы дюсембайской ассоциации с конгломератами в основании перекрыты вулканогенно-терригенной толщей с горизонтами мраморизованных известняков и железистых кварцитов (боздакская серия). Оценки возрастов детритового циркона и данные о первичных изотопных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах указывают на накопление этой толщи в интервале ~770–800 млн лет. Геохимические особенности эффузивов боздакской серии, представленных пикробазальтами и толеитовыми базальтами, свидетельствуют об формировании во внутриплитной обстановке в процессе рифтогенеза [1, 2].

Близкие по составу и строению, но более метаморфизованные, вулканогенные и плутонические комплексы выделяются и в Северном Улутайе. В связи с отсутствием геохронологических и изотопно-геохимических данных возраст этих образований в разных схемах расчленения принимался в интервале от палео- до неопротерозоя и проводилось их сопоставление с комплексами как западной, так восточной частей Южного Улутая [4, 5].

Наиболее обширные выходы докембрийских вулканогенных толщ в северной части Северного Улутая расположены в верховьях р. Ащи-Тасты и ее правых притоков р. Байкожа и Жусалы, где эффузивы участвуют в строении крупной субмеридиональной антиформы [4, 5]. Ее ядро слагают рассланцованные эффузивы среднего состава и игнимбриты с структурой фьямме и флюидально-полосчатой текстурой, которые чередуются с мало-мощными горизонтами эпидот-хлоритовых сланцев (байкожинская свита) [5]. В эффузивах сохраняется отчетливая порфирировая структура – реликтовые вкрапленники плагиоклаза (олигоклаз–андезин) и кварца погружены в мелкозернистый лепидогранобластовый агрегат, сложенный кварцем, полевыми шпатами, мусковитом и биотитом. По содержанию SiO_2 (57.2–65.9 мас.%) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8.3–9.8 мас.%) эффузивы соответствуют трахиандезитам и трахидацитам. Из последних был выделен аксессуарный

циркон (проба U-1646: 50°13'35.90" с.ш., 66°33'6.10" в.д.), для которого получена оценка возраста 832±12 млн лет (ID-TIMS). Структурно выше эффузивов залегают пачка кианитовых кварцитов мощностью около 200 м. Кварциты имеют порфиробластовую структуру с крупными (до 2 см) призматическими выделениями кианита, погруженными в мелкозернистый лепидогранобластовый агрегат кварца, мусковита, рутила. Из двух проб кварцитов (пробы U1804, U1805: 50°13'15.80" с.ш., 66°32'12.90" в.д.), различающихся модальным содержанием кианита, был выделен циркон дипирамидального габитуса, с осцилляторной зональностью, для которых были получены оценки возраста 832±3 млн лет и 826±3 млн лет (LA-ICP-MS). Низкие концентрации всех петрогенных оксидов, за исключением SiO_2 и Al_2O_3 , высокие значения индексов химического выветривания ($\text{CIA} = 99-92$) и аргиллитизации ($\text{AAAI} = 92-96$), а также обеднение пород крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Sr) указывают на метасоматическое образование кианитовых кварцитов (аргиллититов) в равновесии с кислыми (pH 5–2) растворами [8, 9]. Соотношения в кварцитах Zr, Ti, Nb, Y, инертных при данных pH, позволяют рассматривать в качестве протолита породы трахитового состава [11].

Вулканогенно-осадочные толщи Северного Улутау прорваны метаморфизованными гранитоидами, которые объединяются в соуктальский комплекс [4, 5]. Петротипический Соуктальский массив сложен рассланцованными крупнозернистыми амфибол-биотитовыми гранитами, которые по содержанию SiO_2 (72.8–73.7 мас.%) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8.8–9.6 мас.%) соответствуют субщелочным гранитам. Для аксессуарного циркона из гранитов (проба U1641: 49°48'46.80" с.ш., 66°21'18.70" в.д.) были получены оценки возраста 835±6 млн лет (ID-TIMS). Расположенный севернее (верховья р. Ащи-Тасты) Акжарский массив сложен среднезернистыми амфибол-мусковитовыми гранитами, которые по содержанию SiO_2 (76–76.5 мас.%) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8.9–9.8 мас.%) соответствуют аляскитам. Для аксессуарного циркона из гранитов (проба U1643: 50°7'35.40" с.ш., 66°34'7.20" в.д.) были получены оценки возраста – 797±3 млн лет (ID-TIMS).

Более высокое положение в разрезе Северного Улутау занимает терригенно-вулканогенная толща (ащитастинская свита), породы которой с несогласием перекрывают тонийские (~830 млн лет) эффузивы байкожинской свиты [5]. В строении свиты участвуют метатерригенные сланцы, которые чередуются с горизонтами известняков, железистых кварцитов и метавулканитов. Последние представлены базальтами с внутриплитными геохимическими характеристиками.

Полученные данные показывают, что неопротерозойская эволюция Северного Улутау включала три этапа магматизма. С первым этапом (~830 млн лет) было связано формирование эффузивов повышенной щелочности (байкожинская свита) и гранитоидов Соуктальского массива,

образующих единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Более поздний этап магматизма (~790 млн лет) привел к образованию гранитоидов Акжарского массива. При этом, несмотря на различия в оценках возраста, эффузивы и гранитоиды обладают близкими петро-геохимическими характеристиками. Высокая железистость пород ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ 0.8–0.97), высокие $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (2–11), обогащение пород U, Th, Zr, Y, а также расчетные температуры насыщения цирконием ($\text{TZr} \sim 820\text{--}895$ °C) указывают на высокотемпературный режим их образования, что является характерной чертой А-гранитов железистого типа. Геохронологические и геохимические особенности эффузивов и гранитов позволяют рассматривать как аналоги анорогенных вулcano-плутонических ассоциаций (дюсембайская ~830 млн лет, актаская ~790 млн лет) Южного Улутау (Майтубинская зона). Завершающий этап неопротерозойской эволюции Северного Улутау был связан с формированием рифтогенной терригенно-вулканогенной толщи, которая, вероятно, является аналогом боздакской серии (~770–800 млн лет) Южного Улутау.

Таким образом, докембрийские вулканогенные и плутонические комплексы Северного Улутау могут рассматриваться как продолжение тонийских структурно-вещественных комплексов Южного Улутау (Майтубинская зона) и являются фрагментами вулcano-плутонического пояса, сформированного в тыловой области растяжения неопротерозойской активной континентальной окраины.

Работы выполнены за счет Российского научного фонда, проект № 22-17-00069 в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН.

Литература

1. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1969–1991.
2. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Журавлев А.Н., Третьякова К.А. Эволюция Улутауского террейна (Центральный Казахстан) в палеопротерозое – эдиакарии // Материалы научной конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 2023. Вып. 21. С. 252–254.
3. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Ковач В.П., Федоров Б.В. Позднедокембрийские риолит-гранитные вулcano-плутонические ассоциации Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2022. № 4. С. 3–34.

4. Трусова И.Ф., Вишневецкая И.И. Новые данные по стратиграфии Северного Улутау // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1969. №3. С. 34–48.
5. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
6. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // *Gondwana Research*. 2023. V. 119. P. 313–340.
7. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 44–75.
8. Doyle M.G., Fletcher I.R., Foster J., Spencer E.T., Wilkinson J.J. Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake Prospect, Western Tasmania, Australia Nicholas // *Economic Geology*. 2004. V. 99. P. 987–1002.
9. Owens B.E., Pasek M.A. Kyanite quartzites in the Piedmont Province of Virginia: evidence for a possible high-sulfidation system // *Economic Geology*. 2007. V. 102(3). P. 495–509.
10. Skoblenko (Pilitsyna) A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Skuzovatov S.Yu., Pang K.-N., Lee H.-Y. Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // *Gondwana Research*. 2022. V. 105. P. 117–142.
11. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chemical Geology*. 1977. V. 20. P. 325–343.

В.Г. Трифонов¹, С.Ю. Соколов¹

Иерархия мантийных плюмов и их геодинамические воздействия

Мантийным плюмом называют объем, который характеризуется пониженными для соответствующих глубин скоростями сейсмических волн, что интерпретируется как его разуплотнение и разогрев. Разуплотненное вещество плюма поднимается к литосфере. В зависимости от глубин, с ко-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

торых происходит подъем, мы различаем суперплюмы, внутримантийные и верхнемантийные плюмы. Африканский и Тихоокеанский суперплюмы – обширные объемы, восходящие от границы ядра и мантии Земли. Внутримантийными мы называем плюмы, восходящие из верхней части нижней мантии. Верхнемантийными плюмами называют низкоскоростные объемы мантийного вещества, не распространяющиеся ниже переходного слоя мантии (410–670 км).

Суперплюмы удлинены в меридиональном направлении и антиподальны. Они имеют наибольшую площадь распространения в низах мантии, а выше представлены отдельными струями. Наряду с субвертикальными, от них отходят наклонные и сублатеральные низкоскоростные потоки на уровне верхней мантии и верхов нижней мантии. Как показал анализ вулканических проявлений Аравийско-Кавказского потока от Африканского суперплюма, прослеженных с эоцена, и следов горячей точки Гавайев – Императорского хребта (северной части Тихоокеанского суперплюма), прослеженных с позднего мела, подлитосферные потоки движутся со скоростями от 5 до 15 см/год, в среднем 7–8 см/год. Их движение создает предпосылки для верхнемантийной конвекции. Результатом подлитосферных течений является перемещение литосферных плит, которое происходит с существенно меньшими скоростями (от 0.1–0.3 см/год при медленном спрединге до 0.5–2 см/год при быстром спрединге). Скорости горизонтальных потоков общемантийной конвекции, вероятно, соизмеримы со скоростями восходящих потоков суперплюмов, которые их питают.

Категория внутримантийных плюмов была выделена нами на примере субмеридионального ряда плюмов Азии – с севера на юг Хангайского, Тибетского и Мьянма–Юньнань. Они примерно равноудалены от Африканского и Тихоокеанского суперплюмов и обладают сходными между собой и отличными от суперплюмов чертами. Они имеют форму, близкую к опрокинутому конусу, т.е. наибольшую площадь распространения на уровне верхней мантии, где скорости сейсмических волн наиболее понижены. На уровне переходного слоя мантии понижения скоростей становятся прерывистыми, чередуясь с относительно высокоскоростными объемами. В верхах нижней мантии контуры плюмов сокращаются, и негативные отклонения скоростей становятся меньше. Корни плюмов находятся на глубинах от 1200–1300 км у Хангайского плюма до 1500–1600 км у Тибетского и ~1500 км у плюма Мьянма–Юньнань. Последний имеет сложную конфигурацию, и его южная ветвь прослеживается далеко на юг, где объем верхней мантии, рассеченный слэбом Зондской островной дуги, может быть ответвлением этого плюма или отдельным плюмом, восходящим с глубины ~1200 км.

На уровне низов верхней и верхов нижней мантии выявлены каналы связи плюма Мьянма–Юньнань с юго-восточным окончанием Тибетского

плюма, который, в свою очередь, связан с юго-восточным окончанием Хангайского плюма. Основное тело Хангайского плюма имеет форму слабо вытянутого меридионального овала, протягивающегося от Гобийского Алтая до Восточного Саяна, причем его корни находятся под югом Хангайского нагорья. Юго-восточнее Хэнтэйского нагорья идентифицирована меньшая по размеру область пониженных скоростей, сообщающаяся с основным телом плюма на глубинах 800–1000 км. Потоки от основного тела плюма и его Хэнтэйского ответвления распространяются в Забайкалье. Кровля Хангайского плюма неровная. Отдельные купола поднимаются выше глубины 60 км, «съедая» мантийную часть литосферы. Тибетский плюм также характеризуется утонением (до полного исчезновения) мантийной части литосферы.

Над внутримантийными плюмами субмеридионального ряда происходит поднятие земной поверхности. Основному телу Хангайского плюма соответствует поднятие Хангайского нагорья, достигающее максимальной высоты ~4 км на юге, где находятся корни плюма. С юго-востока поднятия Хангайского и Хэнтэйского нагорий ограничены поясом плоских впадин северо-восточного простирания, простирающимся примерно вдоль границы Монголии. С юга, запада и севера Хангайское нагорье ограничено С-образным поясом впадин. Это Долина Озер на юге, Котловина Больших Озер и Убсунурская впадина на западе, Тувинские и Тункинские впадины на севере. Продолжением пояса можно считать Южную впадину Байкала на ранних стадиях ее развития. В более северо-восточной части Байкала и Забайкалье пояс впадин замещается грабенами северо-восточного простирания.

Поднятия Хангайского и Хэнтэйского нагорий периодически проявлялись сносом с них обломочного материала, начиная с юрского времени (данные А.В. Аржанниковой, 2021 г.). С олигоцена поднятие Хангайского нагорья отражено в осадках С-образного пояса впадин. Впадины заполнены озерными и флювиальными отложениями. С позднего плиоцена Южная впадина Байкала продолжала погружаться как часть Байкальской рифтовой зоны, тогда как более западные впадины С-образного пояса вовлекались в общее поднятие региона. Поднятия Хангайского и Хэнтэйского нагорий и обрамляющие впадины образуют длительно развивавшийся структурный парагенез, связанный с воздействием Хангайского плюма. В регионе проявился меловой и кайнозойский внутриплитный базальтовый вулканизм, всесторонне изученный В.В. Ярмолюком, С.В. Рассказовым и их коллегами. Согласно В.В. Ярмолюку и др. (1995 г.), этот вулканизм, по крайней мере, частично является плюмовым. Все проявления плюмового вулканизма находятся в пределах Хангайского плюма и его ответвлений.

Наряду с «хангайским» парагенезом, в том же регионе Азии выделяется другой структурный парагенез, элементы которого лучше всего вы-

ражены системой активных разломов, проявлены в плиоцен-четвертичной структуре и заложились одновременно с «хангайским» парагенезом. Этот парагенез отражает взаимодействие плит и блоков литосферы. Пространственное совмещение двух парагенезов обусловлено геодинамическими процессами, происходящими на разных уровнях тектоносферы.

Обнаружены мантийные объемы со слабо пониженными скоростями *P*-волн, которые можно интерпретировать как каналы проникновения материала обоих суперплюмов во внутримантийные плюмы. Вместе с тем, мы допускаем собственные источники их формирования в результате минеральных преобразований на уровне их корней. Так, гидрид железа, образующийся при участии водорода, поступающего из земного ядра, стабилен при температурах и давлениях, характерных для нижней мантии примерно на уровне основания внутримантийных плюмов, но неустойчив выше (данные Ю.М. Пушаровского и Д.Ю. Пушаровского, 2010 г.).

К категории внутримантийных может относиться Исландский плюм, примерно антиподальный плюмам рассмотренного субмеридионального ряда, прослеженный до глубин 1500–1600 км и, возможно, связанный на глубине с Африканским суперплюмом.

На востоке и юго-востоке Азии выделяются также горячие объемы мантии под островными дугами и задуговыми морями. Они охватывают верхнюю мантию, фрагментарно представлены в ее переходном слое и не распространяются глубже, будучи результатом верхнемантийной конвекции. В отличие от внутримантийных плюмов, низкоскоростным верхнемантийным объемам соответствуют не поднятия земной поверхности, а либо впадины задуговых морей, либо островные дуги, где поднятия рельефа являются преимущественно вулканическими.

Ареалы структурного воздействия внутримантийных и верхнемантийных плюмов существенно меньше, чем у суперплюмов. Своеобразное выражение таких воздействий обнаружено нами при анализе кинематики Зондской островной дуги и Гималайской дуги.

Согласно плейт-тектонической модели, восточная часть Индийского океана как часть Индийской литосферной плиты поддвигается под Зондскую дугу по азимуту $\sim 35^\circ$ СВ. Из-за изгиба дуги чистый поддвиг имеет место только в центральной части дуги, а на ее окончаниях сочетается со сдвиговыми перемещениями или замещается ими. Мы проверили справедливость такой модели данными о механизмах очагов землетрясений в островной дуге и ее окрестностях. Оказалось, что значительная часть механизмов согласуется с моделью, т.е. направления сейсмического поддвига–надвига ориентированы фронтально к дуге в ее центральной части и частично или полностью замещаются сдвигами на окончаниях дуги. Но наряду с ними многочисленны землетрясения, механизмы которых указывают на поддвиг–надвиг, нормальный к простирацию сегментов

дуги, причем в некоторых сегментах землетрясения с такими механизмами преобладают. Такая ориентировка сейсмического течения согласуется с надвиганием дуги на пододвигающуюся плиту. Есть также более редкие антитетические надвиги, у которых направления перемещений отличаются от основных надвигов на $\sim 180^\circ$.

Аналогичное сочетание направлений сейсмических подвижек выявлено в Гималаях. Согласно модели, подкрепленной GPS данными, Индийская платформа пододвигается под Гималаи в направлении $\sim 25^\circ$, причем направления пододвигания изменяются на окончаниях Гималаев в областях Пенджабского (до 350°) и Ассамского синтаксисов. Наши исследования показали, что часть механизмов очагов землетрясений согласуется с этой моделью, тогда как у значительной, части механизмов перемещения нормальны к простиранию горной системы, отражая ее надвигание на Индийскую платформу.

Итак, в Зондской и Гималайской дугах, наряду с пододвиганием Индийской плиты, присутствует и, возможно, доминирует надвигание дуги, нормальное к ее фронту и направленное в сторону пододвигающейся плиты. В Зондской дуге надвигание сочетается с обилием «горячих» и, соответственно, разуплотненных мантийных масс, связанных как с внутримантийным плюмом Мьянма–Юньнань, так и с верхнемантийными образованиями плюмового типа, характерными для Андаманского задугового моря и ответственными за развитие в нем рифтовых структур. Аналогичным образом, в тылу надвигающейся Гималайской дуги находятся Тибетский внутримантийный плюм и область растяжения Тибета, выявленная геодинамическим анализом механизмов очагов землетрясений (данные Ю.Л. Ребецкого и Р.С. Алексеева, 2014 г. и 2021 г.) и активных разломов (данные В.Г. Трифонова и Е.А. Зеленина, 2021 г.), а также моделированием кинематики региона (данные Wang & Barbot, 2023). Возможно, в обоих случаях тыловое растяжение, связанное с разуплотнением горных масс, обусловило надвигание дуги.

Работа выполнена на средства Российского научного фонда, грант № 22-17-00049.

**Тектонические аспекты
Восточно-Анатолийского (Пазарджикского)
и Эльбистанского (Чардакского) землетрясений
06.02.2023 в Турции**

Восточно-Анатолийское (Пазарджикское) землетрясение с $M_w = 7.8$ произошло 06.02.2023 в 1:17 UTC [4]. Был активизирован сегмент (361 км) Восточно-Анатолийской зоны активных левых сдвигов (EAFZ) северо-восточного простирания. В тот же день в 10:24 UTC немного севернее произошло Эльбистанское (Чардакское) землетрясение с магнитудой M_w 7.5 или 7.6 [4, 7] (рис. 1). По возникшим сейсморазрывам на протяжении 318 км по EAFZ произошли левосдвиговые смещения. Их максимальная амплитуда 8.5 м наблюдалась в 35 км севернее эпицентра. К северо-востоку от этой области левосдвиговое смещение в несколько метров выдерживается на значительном протяжении активизированного сегмента и сопровождается поднятием юго-восточного крыла на величину до 1.5 м. К юго-западу от области максимальных смещений сдвиг убывает быстрее, чем на северо-востоке активизированной части EAFZ, а вертикальная компонента смещений переменна, хотя чаще также поднято юго-восточное аравийское крыло. На крайнем юго-западе сдвиг замещается сбросами, зияющими трещинами и другими проявлениями поперечного растяжения, которые сопровождаются оползнями и, в значительной мере, являются вторичными сейсмодислокациями. Левосдвиговые смещения произошли также на северных окончаниях западной и восточной ветвей Трансформы Мертвого моря (DST), примыкающей к EAFZ с юга [2] (рис. 1).

Несмотря на то, что распределение энергии многочисленных афтершоков вдоль EAFZ в целом пропорционально распределению величин сейсмогенных смещений, подвижка по EAFZ произошла во время главного толчка. В северной части DST установлено значительное снижение количества выделенной сильными землетрясениями энергии в течение последних столетий. Мы полагаем, что накопленные в северной части DST тектонические напряжения стали важным геодинамическим источником Пазарджикского землетрясения.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Фиратский Университет, Элязиг, Турция

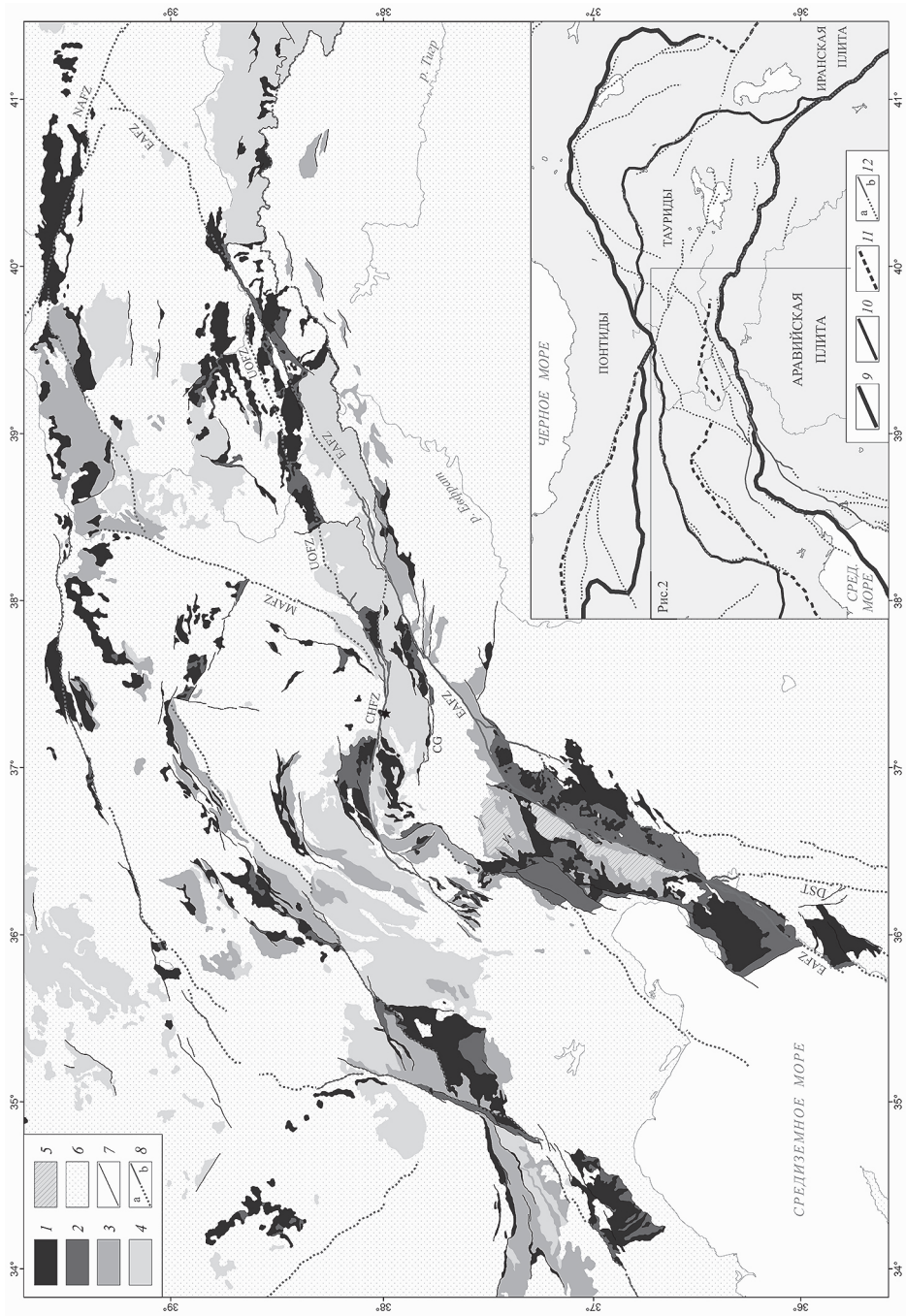


Рис. 1. Соотношение выходов кристаллического фундамента, офиолитов и активных разломов внутренних сегментов Альпийско-Гималайского пояса в Восточной Анатолии и Закавказье, по данным (Geological Map of Turkey, 2002)

1, 2 – офиолиты: 1 – обнаженные, 2 – предполагаемые под молодыми отложениями; 3 – комплекс среднетриасовых–меловых отложений; 4 – выходы метаморфического фундамента (в Тавридах – формация Малатья); 5 – нижние горизонты платформенного чехла Аравийской плиты (кембрий–ордовик); 6 – маастрихт и кайнозой; 7 – разломы; 8 – активные разломы: *a* – не затронутые 06.02.2023 г., *b* – сегменты, активизированные 06.02.2023 г.; EAFZ – Восточно-Анатолийская разломная зона; CHFZ – разломная зона Чардак; UOFZ – разломная зона Улуова; MAFZ – разломная зона Малатья; NAFZ – Северо-Анатолийская разломная зона; DST – трансформный разлом Мертвого моря. На врезке показаны сутуры Восточной Турции, Закавказья и Северо-Западного Ирана, разделяющие плиты и микроплиты. 9 – главные сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан–Севан и Южного Тавра; 10 – сутуры, разделяющие микроплиты, расположенные между главными сутурами; 11 – предполагаемые сутуры; 12 – активные разломы (изображенные соответственно легенде к основной карте)

При Эльбистанском землетрясении активизировались смежные сегменты разломов Чардак (CHFZ) и Улуова (UOFZ) с четвертичными левосдвиговыми смещениями (рис. 1). Возникшие сейсмогенные разрывы имеют общую протяженность 190 км, из которых на 148 км проявились левые сдвиги. Их максимальная амплитуда 7.84 м зафиксирована в 8 км восточнее эпицентра. Сейсмогенные сдвиги Эльбистанского и Пазарджикского землетрясений представляют выходы их очагов на земную поверхность. По размерам очаговых зон и амплитудам сейсмогенных смещений оба землетрясения превосходят средние значения этих параметров у континентальных землетрясений сдвигового типа [8]. При этом оба очага не распространяются глубже верхней части земной коры (7–10 км).

Сейсмогенные разломы EAFZ, CHFZ и UOFZ имеют вертикальное или субвертикальное падение плоскостей и являются взресо-сдвигами, сформированными в условиях региональной обстановки сжатия и транспрессии. Данные разломы были заложены на поздних стадиях региональной коллизии и секут все развитые здесь ранее структуры пологого дечемента.

В структуре верхней части земной коры Восточной Анатолии важную роль играют породы офиолитового комплекса – в разной степени серпентинизированные перидотиты, габброиды, базальтовые лавы, поля базальтовых даек и офиолитовый меланж. Определяющими элементами мезозойско-кайнозойской тектонической зональности являются две зоны офиолитовых сатур. На севере – это восточные сегменты сатур

Измир–Анкара–Эрзинджан, которая продолжается на восток офиолитами Базумского хребта и Севано-Акеринской зоны Армении. На юге это сутура Южного Тавра, которая в западной части достигает залива Искендерун и продолжается структурами южного обрамления Кипрской дуги, а на востоке переходит в сутуру Главного надвига Загроса [1, 3, 5, 6] (рис. 1). Перед фронтом каждой из сутур выявлены обдуцированные офиолиты, а в тыловых частях сутур – тектонические окна офиолитов, перекрытых породами фундамента. Выделены также фрагменты второстепенных офиолитовых зон, разделяющих более мелкие блоки фундамента.

Офиолитовые комплексы широко распространены в районе очаговых зон обоих землетрясений, охватывая те же глубины. В распределении сейсмогенных сдвиговых смещений вдоль очаговой зоны Эльбистанского землетрясения обнаружены два максимума – в зоне Чардакского разлома с амплитудами смещений 5.7–7.84 м и в зоне разлома Улуова с амплитудами смещений 3.5–5.1 м. Оба максимума приурочены к выходам офиолитов.

Мы полагаем, что повышенные значения размеров очаговых зон и амплитуд смещений при обоих землетрясениях обусловлены реологическими особенностями офиолитов, которые выступают в роли «тектонической смазки» и увеличивают значения указанных параметров при сейсмических подвижках. Мы связываем приуроченность сейсмогенерирующего слоя в регионе и, соответственно, очаговых зон обоих землетрясений к верхней части земной коры с подъемом кровли пород с пониженными скоростями P -волн. Эти породы захватывают нижнюю часть коры, а также верхнюю мантию и интерпретируются нами как разогретые породы с пониженной прочностью.

Литература

1. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско–Кавказско–Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81.
2. Челик Х., Трихунков Я.И., Соколов С.А., Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Каргиноглу Ю., Юшин К.И., Ломов В.С., Бачманов Д.М. Тектонические аспекты Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции // Физика Земли, 2023. № 6, С. 5–23.
3. Akinci A.C., Robertson A.H.F., Ünlügenç, U.C. Sedimentary and structural evidence for the Cenozoic subduction-collision history of the Southern Neotethys in NE Turkey (Çağlayançerit area) // Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2016. V. 105. P. 315–337.
4. Boğazici University Kandilli observatory. <https://bogazici.edu.tr/> (Accessed October, 2023).

5. *Hessami K., Koyi H.A., Talbot C.J., Tabasi H., Shabanian E.* Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt Zagros Mountains // *J. Geol. Soc. London.* 2001. V. 158. P. 969–981.

6. *Sengör A.M.C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics.* 1981. V. 75. P. 181–241.

7. USGS Earthquake Hazard Program <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000j1qa/executive> (Accessed October, 2023).

8. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1994. V. 84. P. 974–1002.

**Я.И. Трихунков¹, Д.М. Бачманов¹, В.С. Ломов¹,
С.А. Соколов¹, Е.А. Шалаева¹, К.И. Юшин¹**

Неотектонические деформации речной сети Западного Кавказа и Предкавказья

В строении речной сети и выполняющих долины молассовых отложений Западного Кавказа и Предкавказья отразилась история неотектонического развития региона. Цифровые модели рельефа разной степени детальности и цветовой отмывки [6] позволили выявить серию фрагментов палеодолин и следов их неотектонических деформаций. Детальная био- и магнитостратиграфическая характеристика, а также датирование молассовых отложений запада Предкавказского прогиба (гавердовская и белореченская свиты) прояснили историю новейшего развития региона [4].

Известняковое плато Лагонаки на стыке высокогорного Западного (ЗК) и низкогорного Северо-Западного Кавказа (СЗК) является наиболее информативной территорией для изучения палеорельефа по причине чрезвычайно сильного развития карста. В связи с поглощением поверхностного стока и бронирующими свойствами верхнеюрских известняков, здесь законсервированы элементы древней речной сети. Наиболее ярким примером является палеодолина р. Курджипс, разбитая хребтами Мессо, Лагонакским и Гуама на несколько участков, унаследованных верховьями рек Пшеха, Цице и Курджипс. Хребты заложены в поднятых крыльях новейших Фиштинского, Лагонакского и Цицинского разломов из состава Пшехско-Адлерской зоны, разграничивающей ЗК и СЗК (рис. 1). В связи с их ростом вкрест течения

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

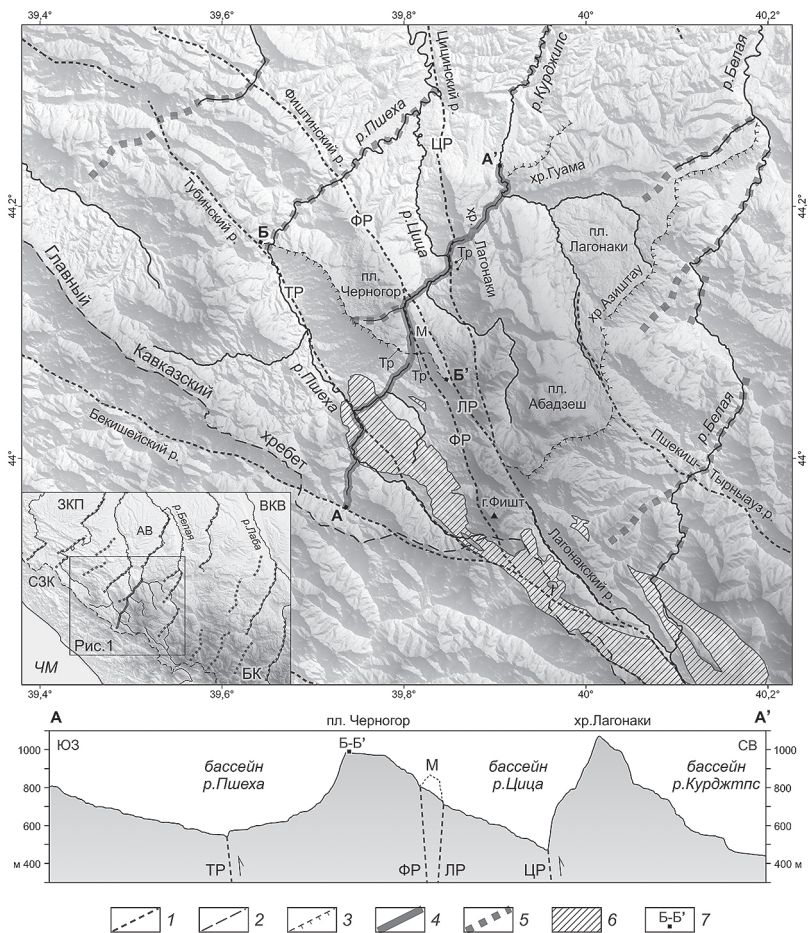


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая карта зоны сочленения Западного и Северо-Западного Кавказа (вверху) и структурно-геоморфологический профиль А-А' вдоль тальвега долины палео-Курджипса (внизу).

1 – главные новейшие разломы; 2 – водораздел Главного Кавказского хребта; 3 – эскарпы плато Черногор, Лагонаки, Абадзеш; 4 – долина палео-Курджипса; 5 – другие поперечные к Главному Кавказскому хребту сегменты долин; 6 – палеозойские гранитоиды; 7 – точка пересечения профиля А-А' с профилем Б-Б'.

Буквами обозначены разломы: ТР – Тубинский, ФР – Фиштинский, ЦР – Цицинский, ЛР – Лагонакский; М – хребет Мессо; Тр – останцы террас палео-Курджипса. На врезке к карте: ЧМ – Черное море, БК – Большой Кавказ, СЗК – Северо-Западный Кавказ, ЗКП – Западно-Кубанский прогиб, ВКВ – Восточно-Кубанская впадина, АВ – Адыгейский выступ

палео-Курджипса, река сформировала antecedentные долины, следы которых мы и видим в современном рельефе плато.

Долина берет начало на Главном Кавказском хребте (ГКХ), где вскрывает крайний выход его кристаллического ядра. Этот участок перехвачен ныне истоками р. Пшеха. Далее долина простирается по азимуту ~ 20°. На перевале Черногорский в хребте Мессо отчетливо выражены её террасы, сложенные хорошо стратифицированным обломочным материалом, сцементированным травертином до состояния брекчии, с присутствием гальки и валунов как местных известняков, так и песчаников, не встречающихся в пределах плато, и принесенных из зоны ГКХ (рис. 2). Вероятно, данный материал ссыпался в antecedentную долину с растущих хребта Мессо и плато Черногор, где сортировался рекой, пытавшейся пробиться

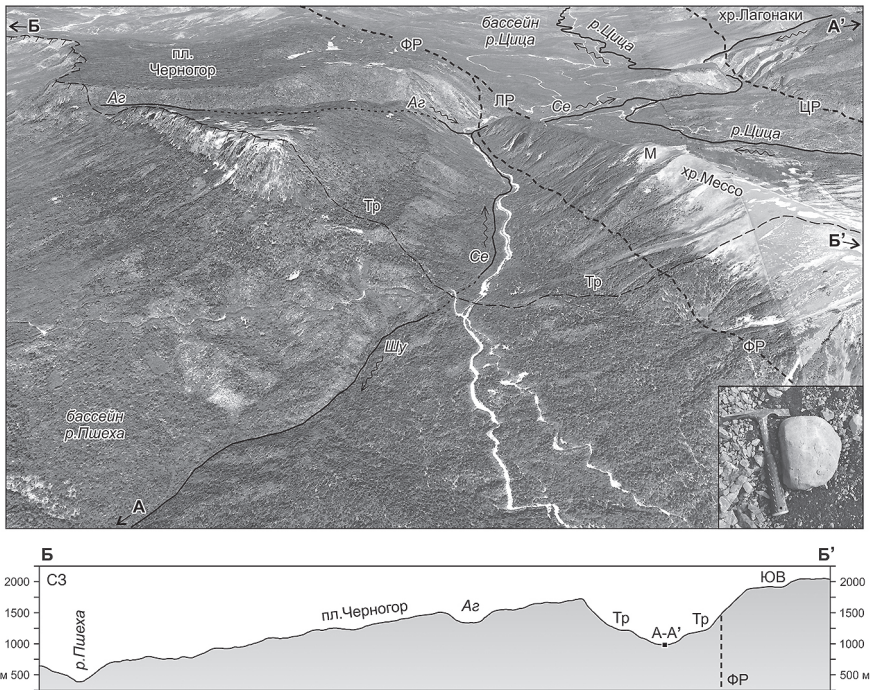


Рис. 2. Вид на долину палео-Курджипса между пл. Черногор и хр. Мессо (вверху) и структурно-геоморфологический профиль Б-Б' вдоль водораздельной линии, поперечной к долине палео-Курджипса (внизу). На врезке – фото окатанной гальки из террасы палео-Курджипса на пер. Черногорский. Буквами обозначены реки: Шу – Первый Шумик (стекает на юго-запад в бассейн р. Пшеха), Се – Серебрячка (стекает на северо-восток в бассейн р. Цица), Аг – Агулова балка. Остальные обозначения объяснены на рис. 1

сквозь осыпи. Река окончательно прекратила использовать свою древнюю долину вследствие некомпенсированного эрозией ускорения роста хребтов на орогенном этапе развития региона. Здесь же на плато Черногор представлен ещё один фрагмент слепой висячей палеодолины – Агулова балка. Это долина притока палео-Курджипса, ныне оторванная от основной долины взбросовыми поднятиями по линии Фиштинского разлома (рис. 1, 2).

Далее на ССВ палеодолина пересекает Цицинскую рамповую впадину. В её пределах сохранились фрагменты древних речных террас, а также врезанные меандры на наклонных структурных склонах (рис. 2). Их врезание явно могло происходить только в горизонтальном положении структурной поверхности. По мере роста Лагонакского хребта, последняя была перекошена в сторону закладываемой Цицинской впадины. Данный фрагмент палеодолины перехвачен ныне р. Цица. Деформации этого сегмента палеодолины были ранее описаны в работе [5].

На хребтах Лагонакский и Гуама также сохранились фрагменты antecedentных участков палеодолины. Второй из них используется современным Курджипсом и называется Гуамским ущельем. Возможно, данное ущелье является более поздней долиной прорыва, а ранее река омывала хребет Гуама с юго-востока, сливаясь с долиной палео-Белой в районе современного пос. Каменноостровский (рис. 1). После слияния с Курджипсом долина Белой направлялась ранее меридионально в сторону современной ст. Воздвиженская. Нынешняя же долина от Майкопа отклоняется к северо-западу.

Ориентировку в 20–30° имеют многочисленные antecedentные фрагменты долин рек Псекупс, Пшиш, Пшеха, Фарс, Лаба и др. (рис. 1. врезка). Их формирование происходило на доорогенном и раннеорогенном этапе. Реки текли строго на ССВ по линии падения воды перпендикулярно водоразделу той эпохи – первичному ГКХ и судя по врезанным ныне излучинам, имели свободное меандрирование. Такие долины могли быть заложены только в условиях равнинного рельефа, при первичном низкогорном поднятии ГКХ в их истоках и существовании принимающего бассейна, выступавшего в роли базиса эрозии (озера или моря) в их устьях.

Исследование моласс района Адыгейского выступа убедительно показывает, что первый этап континентального осадконакопления в его пределах относится ко времени формирования гавердовской свиты (верхний сармат – понт) [1, 4]. Тогда же были заложены палеодолины Белой и Лабы [3, 4], и, в частности, описанная выше долина палео-Курджипса. Однако тонкообломочный характер отложений данной свиты указывает на наличие только равнинной суши (до 500 м) в зоне источников сноса моласс.

Перерыв в осадконакоплении приходится на киммерийское время, за которое между отложениями гавердовской и вышележащей белореченской свит сформировалось выразительное угловое несогласие в 10–12°. Имен-

но к этой эпохе мы относим первый импульс орогении ЗК. Её результатом стало формирование первого звена аллювиальных галечников бассейна Белой (нижнебелореченская подсвета, 3.5–2.9 млн лет). Однако врезы палеодолин Курджипса и Белой в ту эпоху сохраняют прежнее направление, что свидетельствует о том, что кардинальной перестройки речной сети ещё не произошло, а в горах (низкогорьях той эпохи) были заложены первичные antecedентные долины.

Широкое площадное распространение озёрных, а западнее – морских тонкообломочных куюльницких (акчагыльских) отложений в Предкавказском прогибе свидетельствует о низменном, близком к уровню моря, и, соответственно, нерасчлененном рельефе в его пределах и отсутствии поднятий на территории ЗК.

Орогенез усилился в апшеронское время, о чем свидетельствует резкое огрубление моласс верхнебелореченской подсветы (1.6–0.9 млн лет). Территория западного Предкавказья была впервые втянута в поднятия и более не затоплялась морем. Однако воздымание и расчленение оказались несущественными, поскольку отложения подсветы накапливались сплошным плащом и не вложены в глубокие долины. Не произошло на этом этапе и кардинальной перестройки речной сети. После акчагыльской трансгрессии реки унаследовали свои предыдущие долины ССВ простираения.

Территории бывших предкавказских низменностей формируют ныне наклонную Закубанскую моноклиналиную равнину, фактически продолжающую куэсты Лабино-Малкинской зоны, и в наивысших точках на юго-востоке поднятую до высот около 1000 м. Втягивание предгорного прогиба в поднятия произошло за счет усиления воздымания ЗК в неоплейстоцене. Об этом свидетельствуют грубые, достигающие валунной размерности, молассы этого возраста. Низменная приморская равнина отступает к ССЗ, что и объясняет общую перестройку речной сети в этом направлении. Нынешние долины направлены к современному базису эрозии – Азовскому морю и лишь частично унаследовали фрагменты древних долин. Сочленение с последними происходит под углами в 40–60° (рис. 1). Угловатые повороты русел рек на выходах из фрагментов палеодолин мы связываем с активизацией в апшероне–неоплейстоцене вертикальных подвижек по Ходзинскому, Курджипскому, а главное – разломам Пшехско-Адлерской зоны, простирающимся под 330–350°. Именно вдоль них заложены молодые спрямленные участки долин региона [4].

Минимальная осредненная скорость поднятий ЗК в бассейне р. Белая (г. Чугуш, 3238 м) составляет 0.8 мм/год за последние 4 млн. лет. Однако со времени начала некомпенсированных поднятий в апшероне (~1.6 млн лет назад) она увеличилась до 1.7 мм/год. Эти значения существенно занижены, поскольку расчеты не учитывают объем эродированного материала при высокой скорости размыва в условиях влажного климата ЗК.

Литература

1. *Белуженко Е.В.* Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 28 с.
2. *Ломизе М.Г., Хаин В.Е.* Древние долины и перестройка речной сети на Западном Кавказе под влиянием новейших движений // Вестник МГУ. Серия V. География. 1965. №4.
3. *Сафронов И.Н.* Палеогеоморфология Северного Кавказа. М., Недра, 1972. 158 с.
4. *Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Тесаков А.С., Титов В.В., Ломов В.С., Соколов С.А., Латышев А.В., Симакова А.Н., Сыромятникова Е.В., Челик Х., Щелинский В.Е., Фролов П.Д., Шалаева Е.А., Никольская П.П.* Верхнемолассовая Белореченская свита Западного Предкавказья (верхний плиоцен – нижний плейстоцен) в контексте новейшей тектоники и палеогеографии региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024 (в печати).
5. *Хаин В.Е., Муратов В.М.* О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа / Ред. И.О. Брод. Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 287–297.
6. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1, 2017. Available from: <http://srtm.csi.cgiar.org/>. Accessed: March 10, 2010.

М.И. Тучкова¹, С.Д. Соколов, А.В. Моисеев

Осадочные бассейны Восточной Арктики в триасовое время – обзор палеореконструкций

Проблема формирования Американо-Азиатского бассейна продолжает оставаться дискуссионной, при этом в последние годы отмечается критика наиболее распространенной ротационной гипотезы А. Грантца [1], с представлением различных палеореконструкций для мезозойского времени. Полученные новые литологические данные на территории Восточной Арктики позволяют протестировать опубликованные к настоящему времени палеогеографические реконструкции для триасового времени.

Согласно ротационной гипотезе, предполагается вращение против часовой стрелки крупного континентального блока Арктическая Аляс-

¹ Геологический Институт РАН, Москва, Россия

ка – Чукотка после его отрыва от Арктической Канады с последующим приращением к Северной Америке и Евразии. Этот процесс начался в ранней юре и завершился в меловое время. При этом фрагменты континентального блока вошли в состав современных складчатых систем по периферии Арктического океана [2], включая Новосибирско-Врангелевскую и Анюйско-Чукотскую складчатые области. Значительную территорию этих складчатых систем слагают отложения триасового возраста, поэтому литологические характеристики и состав питающих провинций важны для тестирования палеореконовструкций.

Наиболее цитируемыми реконструкциями восточной Арктики являются работы Э. Миллер [3, 4], идеи которой продолжают Д. Омма и Р. Блейки [5, 6] и др. По этой модели при накоплении триасовых отложений мыса Лисберн (Аляска), Чукотки, островов Врангеля, Новосибирских и Большого Ляховского размывались магматические провинции Сибири, Таймыра и Карского блока (Новой Земли). Чукотка и западная часть Аляски располагались ближе к Таймыру, а все отложения в триасовое время формировались в глубоководной рифтовой впадине вблизи хребта Ломоносова и шельфа Баренцева моря.

Таймырский источник предполагается также и для северной части бассейна Свердруп, как это отмечается в работе [6]. Обломочные цирконы из карнийского песчаника северной части бассейна Свердруп соотносятся с образцами Чукотки и сформированы в результате размыва комплексов Таймырского полуострова, в пределах которого широко распространены магматические породы, связанные с Сибирскими траппами. В работах О. Анфинсона и Т. Сомма [7, 8], также предполагается, что питающей провинцией триасовых отложений Восточной Арктики являлись комплексы пород полуострова Таймыр и Северной Земли. Однако в позднем триасе произошла смена источника сноса, и питающей провинцией стал крупный континентальный блок Крокерленд к северу от Чукотки и Свердрупа.

В перечисленных публикациях для триасовых отложений Чукотки источником молодой популяции цирконов (200–330 млн лет) служили Сибирские траппы или гранитоиды Таймыра. Однако недавно обнаружилось, что возможен более близкий альтернативный источник молодой популяции цирконов. В северной части бассейна Свердруп и на Чукотке по всей территории развития триасовых отложений найдены прослои вулканического пепла. Изучение соотношения ϵ_{Hf} в цирконах из пепловых прослоев Свердрупского бассейна [9] показало их отличие от сибирского и таймырского источников, а источником обломочных цирконов для пермо-триасовых толщ Восточной Арктики служили породы Арктической Аляски.

Протоарктический океан существовал с позднего палеозоя до раннего мезозоя, а начиная с волжского века начался этап сокращения океанического бассейна, завершение спрединга и накопление турбидитов. В позднем

палеозое – раннем мезозое обширный Протоарктический океан располагался между континентальными массами Сибири и Лаврентии и состоял из двух бассейнов Южно-Анюйского и Ангаючам. На Чукотской (северной) окраине Протоарктического океана в конце перми – триасе существовала пассивная континентальная окраина с терригенной седиментацией. Анализ литологических характеристик этой части Арктики показал углубление триасового бассейна Чукотки – острова Врангеля с севера на юг в современных координатах, со сносом обломочного материала в этом же направлении [11]. Наиболее мелководные, прибрежно-морского генезиса верхнетриасовые образования установлены на поднятии Менделеева (г. Шамшура). При такой фациальной зональности, если следовать перечисленным выше реконструкциям [3–6, 8], положение блока Чукотка – остров Врангеля необходимо развернуть от 120 до 180°, чтобы сохранить направление смены фаций, однако этому противоречат структурные данные.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00197-П.

Литература

1. Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A. Canada Basin / Grantz A., Johnson G.L., Sweeney W.J. (eds.). The Arctic Region. The Geology of North America // Geological Society of America. 1990. P.379–402.
2. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Н.Л., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
3. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokoviev A., Tuchkova M.I., Akinin V.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. TC3013. doi: 10.1029/2005TC001830
4. Miller E.L., Soloviev A.V., Prokoviev A.V., Toro J., Harris D., Kuzmichev A.B., Gehrels G. Triassic river system and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // Gondwana Research. 2013. V. 23. P. 1631–1645.
5. Blakey R. Paleotectonic and paleogeographic history of the Arctic region // Atlantic Geology 2021. V. 57. P. 7–39.
6. Omma J.E., Pease V., Scott R.A. U–Pb SIMS zircon geochronology of Triassic and Jurassic sandstones on northwestern Axel Heiberg Island, northern Sverdrup Basin, Arctic Canada / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A. V., Sørensen K. (eds). Arctic Petroleum Geology // Geological Society London Memoirs. 2011. V. 35. P. 559–566.
7. Anfinson O., Embry A.F., Stockli D. Geochronologic constraints on the Permian–Triassic northern source region of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Islands // Tectonophysics. 2016. V. 691. P. 206–219.

8. *Sømme T.O., Dor'e A.G., Lundin E.R., Tørudbakken B.O.* Triassic–Paleogene paleogeography of the Arctic: Implications for sediment routing and basin fill // AAPG. Bulletin. 2018. V. 102. N. 12. P. 2481–2517. DOI:10.1306/05111817254

9. *Midwinter D., Hadlari Th., Davis W.J., Dewing K., Arnott R.W.C.* Dual provenance signatures of the Triassic northern Laurentian margin from detrital-zircon U-Pb and Hf-isotope analysis of Triassic–Jurassic strata in the Sverdrup Basin // Lithosphere. 2016. V.8. N 6. P. 668–683, doi: 10.1130/L517.1

10. *Гучкова М.И., Соколов С.Д., Мусеев А.В., Вержбицкий В.Е., Костылева В.В., Ватрушкина Е.В.* Литологические характеристики верхнетриасовых осадочных пород Чукотки и о. Врангеля и взаимосвязи с одновозрастными образованиями Восточной Арктики» // Геология и геофизика. 2023. № 3. С. 327–351. DOI: 10.15372/GiG2022113

11. *Гучкова М.И., Соколов С.Д., Мусеев А.В., Вержбицкий В.Е., Костылева В.В., Ватрушкина Е.В.* Литологические характеристики верхнетриасовых осадочных пород Чукотки и о.Врангеля и взаимосвязи с одновозрастными образованиями Восточной Арктики) // Геология и геофизика. 2023. № 3. С. 327–351.

**В.В. Устинова¹, А.В. Степанова¹, А.В. Самсонов^{1,2},
К.Н. Бессмертный^{1,3}, К.Г. Ерофеева^{1,2,4}, О.М. Силаева^{1,5}**

Базальты ятулия в Сегозерской структуре центральной Карелии: состав, условия формирования и корреляции

Ятулий (2.3–2.06 млрд лет) – самый продолжительный период в истории палеопротерозоя. На Фенноскандинавском щите ятулийские осадочные и вулканические породы установлены во многих осадочно-вулканогенных структурах. Мощность ятулийских толщ в пределах Карельского кратона составляет 500–1800 м [2, 4], а разрез представляет со-

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

³ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт геологии РАН, Москва, Россия

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

бой чередование осадочных и вулканогенных отложений. Вулканогенные и интрузивные образования ятулия объединены в составе ятулийского магматического комплекса, в составе которого преобладают обогащенные Fe и Ti породы толеитовой серии [1]. Рои мафических даек и силлы базитов ятулийского возраста широко распространены на Карельском кратоне и включают несколько эпизодов с возрастными 2.3, 2.2, 2.1 млрд лет, контрастно отличающихся друг от друга по составу и условиям формирования [5, 6–8].

Для ятулийских лав до настоящего времени не определена возрастная и стратиграфическая позиция главных фаз вулканизма, не проведена оценка вариаций состава вулканитов в разрезах отдельных структур и латеральные вариации на Карельском кратоне в целом, не проводилась корреляция базальтов ятулия с дайковыми комплексами Карельского кратона. В докладе будут приведены новые данные о минералого-петрографических и геохимических особенностях вулканогенных пород ятулия Сегозерской структуры, являющейся стратотипической для ятулийского надгоризонта [4], проведена их корреляция с изученными ранее базитами ятулия.

Сегозерская структура, расположенная в восточной части Карельского кратона, представляет собой ассиметричную синформу размером 25×30 км. В ее строении участвуют вулканогенные и осадочные образования палеопротерозоя, относящиеся к сариолийскому и ятулийскому надгоризонтам [4]. Сегозерская структура является стратотипической для сегозерского горизонта в составе ятулийского надгоризонта. Среди осадочных образований ятулия Сегозерской структуры выделяются терригенная и карбонатная пачки, включающие кварцевые гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, доломиты. Вулканогенная часть ятулийского разреза в Серозерской структуре включает эффузивы основного состава с редкими прослоями туфов. Базальты слагают серию лавовых потоков (покровов) на двух стратиграфических уровнях [3, 4]. Все базальты в пределах Сегозерской структуры метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, главные процессы вторичных преобразований – эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация проявлены повсеместно, во многих случаях породы испытали несколько этапов низкотемпературных преобразований. Критериями отличия базальтов разных возрастных групп, помимо положения в разрезе, могут служить соотношения с осадочными толщами, текстурно-структурные особенности, характер вторичных преобразований, геохимические характеристики. Вариации содержания главных элементов во многих случаях являются результатом вторичных преобразований, и не отражают особенности генезиса и эволюции расплавов. Наиболее надежными критериями разделения metabазальтов Сегозерской структуры являются малоподвижные литофильные элементы (высокотермостойкие (ВЗЭ), редкоземельные (РЗЭ)) и их отношения.

Базальтовые лавы ятулия были изучены нами на пяти ключевых участках, в двух из которых, на восточном берегу, в районе Глухой губы, и на западном берегу, в районе д. Погост, базальты установлены на двух стратиграфических уровнях. Массивные и подушечные базальты нижнего стратиграфического уровня в Сегозерской структуре залегают на кварцевых гравелитах. В подушечных разновидностях межшаровое пространство заполнено туфогенным или туфогенно-кремнистым материалом. Среди базальтов нижнего ятулия преобладают тонкозернистые порфириновые породы, исходно, вероятно, Сrx-Pl порфириды. Плагноклаз в породах замещен альбитом, первичный клинопироксен полностью замещен амфиболом, иногда в зернах видна зональность, выраженная в формировании внешней каймы синевато-зеленой роговой обманки. В основной массе помимо альбита наблюдаются кварц, эпидот, лейкосенизированный титаномагнетит, хлорит. Лавы нижнего стратиграфического уровня в Сегозерской структуре относятся к толеитовой серии – это умеренно-магнезиальные породы (MgO от 5 до 9 мас.%, $Na_2O + K_2O < 3.5$ мас.%). Породы деплетированы Sr ($Sr/Sr^* = 0.54-0.62$) и ВЗЭ ($Nb/Nb^* = 0.43-0.55$), характеризуются дифференцированным распределением РЗЭ – умеренно обогащены легкими и резко обеднены тяжелыми РЗЭ ($[La/Sm]_n = 1.4$, $[Gd/Yb]_n = 2.5$).

Базальтовые лавы второго стратиграфического уровня отделены от нижних базальтов горизонтом терригенных осадочных пород, включающих кварцевые гравелиты, песчаники и красноцветные аргиллиты. Потоки базальтов второго стратиграфического уровня в Сегозерской структуре дифференцированы от мелкозернистых массивных пород в подошве до тонкозернистых миндалекаменных базальтов в кровле потоков. В Глухой губе оз. Сегозеро в верхних базальтах хорошо выражены подушечные текстуры. Миндалекаменные разновидности сложены альбитом, амфиболом и эпидотом. Миндалины, часто зональные, сложены кварцем, эпидотом, кальцитом, хлоритом и сульфидами. Массивные базальты сложены альбитом, амфиболом, хлоритом, кварцем, эпидотом и лейкосенизированным титаномагнетитом.

Верхние базальты также представляют умеренно-магнезиальный тип (MgO варьирует от 8 до 10 мас.%), но с более высокими концентрациями щелочей ($Na_2O + K_2O$ до 5.5 мас.%). Все изученные образцы обеднены Sr ($Sr/Sr^* = 0.7$), но при этом контрастно отличаются от базальтов нижнего стратиграфического уровня: РЗЭ в слабо фракционированы ($[La/Sm]_n = 0.77-1.06$, $[Gd/Yb]_n = 0.75-1.5$), ВЗЭ слабо деплетированы ($Nb/Nb^* = 0.7-1.0$). По характеру распределения рассеянных элементов в верхних базальтах выделяются две группы пород – деплетированные и обогащенные толеиты. Деплетированные толеиты по большинству характеристик близки к N-MORB и сопоставимы с базальтами и дайками деплетированных толеитов на Карельском кратоне с возрастом около 2.14 млрд лет

[5, 8]. Обогащенные толеиты в базальтах второго стратиграфического уровня в Сегозерской структуре близки к дайкам обогащенных толеитов с возрастом около 2.1 млрд лет на Карельском кратоне [5].

Таким образом, разрез среднего палеопротерозоя в Сегозерской структуре фиксирует два этапа базальтового вулканизма. Существенные отличия в геохимических характеристиках пород, наиболее вероятно, являются следствием резкой смены параметров магмогенерации. Наиболее близкими геохимическими аналогами ятулийских базальтов Сегозерской структуры являются дайки базальтов с возрастом 2.1 млрд лет, широко распространенные на Карельском кратоне.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 23-17-00260.

Литература

1. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 190 с.

2. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) / Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.

3. Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 120 с.

4. Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.

5. Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н. Геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму 2.1 млрд лет // Петрология. 2023. № 6 (31). С. 577–601.

6. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О. Силлы 2.2 млрд лет в центральной части Карельского кратона: U–Pb геохронология циркона и геохимия габбро-долеритов района Большозера // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 11. С. 3–16.

7. Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Larionova Yu.O., Stepanov V.S. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, eastern Fennoscandian shield: U–Pb age, source characteristics and implications for continental break-up processes // Precambrian Research. 2015. P. 43–5.

8. Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Yu.O., Larionov A.N., et al. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, geochronology, and tectonic setting // Journal of Petrology. 2014. № 9 (55). P. 1719–1751.

Строение олигоцен-миоценовых разрезов Северного Азербайджана по первым результатам полевых исследований

При проведении полевых исследований в октябре 2023 г. ГИН РАН совместно с ПИН РАН и Институтом Геологии и Геофизики Азербайджана было изучено несколько разрезов и собрана коллекция (102 образца) олигоцен-миоценовых пород в пределах территории Гобустана (республика Азербайджан): разрез Большие Сияки, серия обнажений на склонах горы Исламдаг и горы Дженги. Работы были направлены на изучение палеогеографии, геодинамики и истории развития осадочных бассейнов Паратетиса. Частные задачи включают выявление литолого-геохимических характеристик границы майкоп–тархан, восстановление палеогеографических обстановок и определение седиментационных условий во время регрессивных фаз Паратетиса.

В палеогеновое и неогеновое время территория исследования являлась частью глубоководного Южно-Каспийского прогиба, где процессы осадконакопления не прерывались в результате регрессивных событий, характерных для Восточного Паратетиса. Изученные разрезы содержат наиболее полную информацию о последовательности событий и вариациях обстановок седиментации в осадочных палеобассейнах, которые трудно оценить в более мелководных разрезах других районов из-за их неполноты и выпадения регрессивных фаз.

Данные разрезы ранее изучались В.В. Вебером, Н.С. Шатским и И.М. Губкиным в 1930–1952 гг. [1–3]. В дальнейшем детальные палеонтологические и литологические работы в регионе не проводились до биостратиграфических исследований в 2006 г. группой сотрудников ПИН РАН и ГИН РАН [4]. Таким образом, актуальной задачей стало детальное описание разреза с использованием новых технических возможностей исследования пород.

Майкопская свита выходит на поверхность во всех изученных разрезах. Она представлена шоколадными глинами с налетом ярозита и кристаллами

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт Геологии и Геофизики, Баку, Азербайджан

³ НИИ Палеонтологический институт РАН им. А.А. Борисяка, Москва, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

гипса. В отложениях встречаются остатки рыб и креветок. Наибольшая видимая мощность (100 м) майкопа зафиксирована в разрезе Большие Сяки. В разрезе Дженги в верхней части майкопского разреза отмечены прослой битуминозных алевролитов бурого цвета, возможно, представляющие собой «сидеритовый» реперный верхний майкоп по В.В. Веберу [1]

В основании чокракско-тарханских отложений (сякинская свита) прослежен пласт светлого серого мергеля со *Spirialis* средней мощностью 0.7 м. Пласт является региональным маркером и вероятно распространен по всей территории Гобустана (г. Исламдаг, г. Дженги и пр.). Выше по разрезу северного склона г. Исламдаг отложения представлены коричневыми глинами с мелкоплитчатой отдельностью и прослоями волокнистого гипса. Такие же глины присутствуют в разрезе Дженги. Во всех разрезах вышележащие отложения данной свиты сложены многочисленными прослоями коричневых глин и доломитизированных сидеритов (мощностью 0.2–0.4 м). Наибольшая видимая мощность сякинской свиты составляет около 45 м в разрезе г. Исламдаг.

Караганские отложения (чикильчайская свита) выходят на поверхность в разрезах Большие Сяки и на северном склоне г. Исламдаг. Наибольшая видимая мощность (60 м) отмечена в разрезе г. Исламдаг. В подошве свиты присутствуют доломит-сидеритовые пласты. Выше по разрезу свита сложена коричневато-серыми глинами с прослоями мергелей и мергелистых известняков. Свита характеризуется полным отсутствием *Spirialis*, что указывает на уменьшение солености бассейна, которая произошла в связи с утратой связи Паратетиса с океанами.

Конские отложения (байгушкаинская свита) представлены характерными «книжными» тонколистоватыми сланцами, которые выходят на поверхность в разрезах Большие Сяки и на северном склоне г. Исламдаг. Свита сложена темно-серыми глинами, чередующимися со светло-серыми диатомовыми глинистыми сланцами, с прослоями горизонтально-слоистого доломита. Мощность свиты в разрезе Исламдаг около 20 м.

Сарматские отложения (ахудагская свита) представлены серыми глинами с ярозитом по трещинам и с прослоями желтых доломитов. Наибольшая видимая мощность ахудагской свиты (45 м) зафиксирована в разрезе Исламдаг.

Мэотические отложения (бюргутская свита) представлены в основании пластом (0.5 м) брекчированного доломита, на который налегают коричневые глины с зеленовато-буроватым оттенком. В разрезе Большие Сяки в отложениях обнаружен тонкий (до 10 см) прослой вулканического пепла. Наибольшая видимая мощность бюргутской свиты (15–20 м) зафиксирована в разрезе Исламдаг.

По результатам проведенных полевых работ предполагается выполнить минералого-петрографический и рентгенографический фазовый ана-

лизы, а также установить состав и распределение органического вещества по разрезам.

Полевые работы выполнены в рамках госзадания ГИН РАН.

Литература

1. *Абрамович М.В., Алиев М.М., Хаин В.Е.* Геология Азербайджана: Геоморфология, стратиграфия. Баку: Академия Наук АзССР, 1952. 560 с.
2. *Вебер В.В.* Геологическая карта Кабристана, планшет П-3 (Бояната). М.: гл. редакция горно-топливной литературы Ленинграда, 1935. 278 с.
3. *Шатский Н.С., Вебер В.В.* Миоцен юго-восточного окончания Кавказа. М.: Гос. научно-техническое издательство, 1931. 264 с.
4. *Попов С.В., Сычевская Е.К., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Головина Л.А.* К стратиграфии майкопских отложений и птероподовых слоев Северного Азербайджана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. С. 90–103.

А.К. Худoley¹, Д.В. Алексеев², А.В. Кушнарёва¹

Неопротерозойские диамиктиты Тянь-Шаня

Согласно определению, диамиктиты – это несортированные терригенные породы, состоящие из обломков песчаного или более крупного размера, погруженных в тонкозернистый матрикс. Происхождение их может быть связано как с деятельностью ледников, так и с иными геологическими процессами [5]. В литературе основное внимание уделяется диамиктитам ледникового происхождения (тиллитам), являющимся значимыми маркерами для корреляции событий, происходивших на разных континентах в ходе глобальных оледенений. Особенно велико их стратиграфическое значение для лишенных фаунистических остатков толщ докембрия.

Докембрийские диамиктиты Тянь-Шаня подробно рассмотрены в монографии [3]. По мнению этих авторов, диамиктиты («тиллиты и тиллоиды») отлагались, главным образом, в результате деятельности ледников

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

в обстановках от гор до подводной дельты. Нами были изучены разрезы диамиктитов в Сандалашском, Таласском и Чаткальском хребтах Среднего Тянь-Шаня (р. Каракасмач, р. Чанач, шорашуйская свита) [1], Таласском хребте (р. Кумыштаг, конуртобинская свита) и Малом Каратау (р. Кыр-Шабакты, кыршабактинская свита), что позволило уточнить их обстановки формирования и возраст.

В наиболее полных разрезах в области сочленения Сандалашского и Таласского хребтов диамиктиты развиты в нижней и верхней частях шорашуйской свиты, мощность которой оценивается примерно в 600–700 м [3]. В нижней части разреза «нижние диамиктиты» слагают мощную (до 300 м и более) однородную толщу со слабо выраженной или отсутствующей стратификацией. Обломки пород погружены в матрикс, изменяющийся по составу от глинистого до песчано-алевритового. Обломки пород, преимущественно гранитоиды, гнейсы, песчаники и карбонаты, характеризуются различной степенью окатанности, отсутствием преимущественной ориентировки и размером от нескольких сантиметров до не менее чем 1.5 м. Присутствуют обломки утлогообразной формы. На ряде обломков обнаружена штриховка, типичная для отложений ледникового происхождения [3]. В верхней части разреза шорашуйской свиты («верхние диамиктиты») также широко развиты обломки пород размером до 40 см, погруженные в песчано-алевритовый матрикс. В этой части разреза: (1) песчаники, алевриты и аргиллиты образуют отчетливые ритмы, (2) в отдельных ритмах присутствует градационная слоистость, выделяется последовательность текстур, типичная для циклов Боума, (3) на подошвах слоев отмечаются слепки знаков течения, (4) в нижних частях пластов песчаников наблюдаются плоские обломки подстилающих их аргиллитов, (5) присутствуют пласты гравелитов линзовидной формы с прямой и обратной градационной слоистостью. Эти особенности свидетельствуют, что доминирующим механизмом осадконакопления был гравитационный массоперенос с потоками различной плотности от турбидитов до обломочных потоков.

U-Pb датирование обломочных цирконов производилось в трех образцах песчаников – двух из нижних диамиктитов и одного из верхних диамиктитов [1]. Распределение возрастов обломочных цирконов во всех образцах оказалось весьма сходным – фиксируются пики с возрастными значениями около 1920–1940, 775–820 и 730–750 млн лет. В двух образцах отмечаются значительные пики с возрастными значениями около 1820–1840 млн лет и небольшие пики с возрастными значениями около 2375 и 2440 млн лет. В образце из кровли разреза шорашуйской свиты пять наиболее молодых зерен образуют пик с возрастом 616 млн лет.

В бассейне р. Кумыштаг Таласского хребта диамиктиты развиты в нижней части конуртобинской свиты, залегающей с размывом, но без углового несогласия на туфоаргиллитах и туфоалеврититах курганской свиты.

В основании свиты залегают конгломераты, галька слагает каркас породы, но выше по разрезу объем матрикса возрастает, и порода приобретает облик типичного диамиктита. В составе обломков наблюдаются подстилающие туффиты курганской свиты, доломиты, кремни, кварциты, реже эффузивы и интрузивные породы. Обломки размером от сантиметров до не менее 0.8–1.0 м, в основном хорошо окатаны. Вверх по разрезу количество обломков убывает и диамиктиты замещаются толщей ритмичного чередования мелкозернистых песчаников и аргиллитов при доминирующей роли последних. Мощность конуртобинской свиты оценивается в 80–100 м. Признаков ледникового происхождения этой толщи не обнаружено. Согласно [3] диамиктиты типично ледникового происхождения обнажаются в нескольких километрах восточнее р. Кумыштаг, но детальное картирование показало, что эти разрезы залегают на одном стратиграфическом уровне и, скорее всего, латерально замещают друг друга.

U-Pb датирование обломочных цирконов производилось в двух образцах песчаников, один из которых был отобран в кровле курганской свиты, второй в кровле пачки диамиктитов. Распределение возрастов цирконов в этих образцах во многом сходно, и сходно с распределением цирконов в образце из курганской свиты Малого Каратау. В изученном образце курганской свиты из бассейна р. Кумыштаг фиксируется унимодальное распределение возрастов цирконов с пиком 732 ± 2 млн лет, что практически совпадает с возрастом наиболее молодого пика (737 млн лет) в распределении U-Pb возрастов цирконов в образце из курганской свиты хребта Малый Каратау [4]. Все зерна циркона содержат хорошо сохранившиеся грани и имеют, скорее всего, вулканическое происхождение. В образце из диамиктитов конуртобинской свиты большинство цирконов образует пик с возрастом около 767 млн лет, близким к возрасту наиболее крупного пика (770 млн лет) в образце из курганской свиты хребта Малый Каратау [4]. Резко подчиненные пики имеют возраст около 2024 и 2446 млн лет. Накопление пород конуртобинской свиты происходило, скорее всего, в озерно-дельтовой обстановке и локальных конусах выноса вблизи источников обломочного материала.

В основании кыршабактинской свиты Малого Каратау локально развита толща конглобрекчий мощностью до 30–35 м, представленная угловатыми, реже слабо окатанными обломками нижележащей курганской свиты, погруженными в глинистый матрикс преимущественно вишнево-красного цвета. Эта толща интерпретировалась ранее либо как кора выветривания в основании кыршабактинской свиты [2, 3], либо как тиллиты, а перекрывающие ее строматолитовые доломиты как *cap dolomite* [6]. По нашим наблюдениям, обломки в брекчиях представлены исключительно породами верхнего горизонта курганской свиты, сложенного характерными туффитами сине-зеленого цвета, и это определяет их как продукты

локального размыва. Следует отметить, что такие же обломки наблюдаются и в базальном пласте доломита кыршабактинской свиты, на участках, где красноцветные брекчии отсутствуют. Эти черты свидетельствуют, что брекчии представляют древний элювий, как ранее было предложено в [2, 3].

Результаты наших работ показывают, что объем толщ ледникового происхождения, предполагавшийся предшествующими исследователями [3, 6], существенно преувеличен. Не вызывает сомнений ледниковое происхождение только нижних диамиктитов шорашуйской свиты. Верхняя часть шорашуйской свиты моложе примерно 616 млн лет, но возраст ее нижней части остается открытым. Отсутствие очевидных перерывов и несогласий внутри шорашуйской свиты позволяет предполагать, что ее накопление происходило достаточно быстро; в этом случае ледниковые толщи нижних диамиктитов вероятно коррелируются с оледенением Марино (635–640 млн лет). Все остальные изучавшиеся нами диамиктитовые толщи представляют либо склоновые фации (верхние диамиктиты шорашуйской свиты), либо продукты размыва локальных источников в континентальных и мелководно-морских условиях (базальные слои кыршабактинской свиты) или озерно-дельтовых обстановках (конуртобинская свита). Возраст конуртобинской свиты ограничен возрастом подстилающей курганской свиты (732±2 млн лет) и перекрывающей бешташской свиты нижнего кембрия – среднего ордовика. Возраст кыршабактинской свиты определяется как поздний венд [3].

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ № 23-27-00126.

Литература

1. Алексеев Д.В., Худoley А.К., Дюфрэйи С.Э. и др. Неопротерозойские диамиктиты Срединного Тянь-Шаня (Кыргызстан): возраст, обстановки накопления, источники сноса // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 21–28.
2. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау – модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
3. Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 189 с.
4. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane A.S., et al. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malý Karatau Range (South Kazakhstan): Depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. V. 119. P. 313–340.
5. Friedman G.M. Classification of sediments and sedimentary rocks / Middleton G.V. (ed.) Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. Dordrecht: Springer, 2003. P. 127–136.

6. Meert J.G., Gibsher A.S., Levashova N.M., et al. Glaciation and ~770 Ma Ediacaran (?) fossils from the lesser Karatau microcontinent, Kazakhstan // Gondwana Research. 2011. V. 19. P. 867–880.

Н.В. Цуканов¹, П.И. Федоров², Д.В. Коваленко³

Изотопно-геохимическая гетерогенность глубинных источников позднемеловых-раннепалеогеновых вулканических пород Ветловского и Озерновско-Валагинского террейнов Восточной Камчатки

В аккреционной структуре активной окраины Камчатки выделяется несколько тектоно-стратиграфических террейнов, анализ строения и состава которых позволяет реконструировать переходную зону океан–континент для мелового–эоценового времени [1]. Террейны Восточной Камчатки сложены вещественными комплексами, которые формировались в пределах вулканических дуг и окраинноморских бассейнов.

Островодужные комплексы, развитые в Озерновско-Валагинском (южный сегмент Ачайваям-Валагинской вулканической дуги (АВД)) и Кроноцком (Кроноцкая вулканическая дуга (КД)) террейнах, разделены образованиями Ветловского (ВТ) тектоно-стратиграфического террейна окраинноморской природы (рис. 1, а). Возрастной диапазон вещественных ассоциаций, слагающих островодужные террейны, определяется как сантон-кампан-раннепалеогеновый и коньяк-эоценовый соответственно, а Ветловского террейна – в интервале поздний мел (кампан–маастрихт) – средний эоцен.

Вулканические породы **ВТ** представлены высоко-среднетитанистыми базальтами и трахибазальтами и значительно реже андезибазальтами и трахиандезибазальтами, выделяемые в составе ветловского комплекса в восточных частях хребтов Кумроч и Валагинский, в бассейне р. Вахиль (Шипунский п-ов) [1]. Среди высоко титанистых базальтоидов различаются базальты с высокими концентрациями легких лантаноидов ($(La/Sm)_n > 2.1$), имеющие высокие содержания высокозарядных (ВЗЭ) элементов, сбли-

¹ ФГБУН Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

жающие их с базальтами типа OIB, а также базальты с субхондритовым распределением РЗЭ ($La/Sm_n = 0.9-1.4$), при повышенных концентрациях циркония, тантала и ниобия и, рассматриваемые как обогащенные толеиты

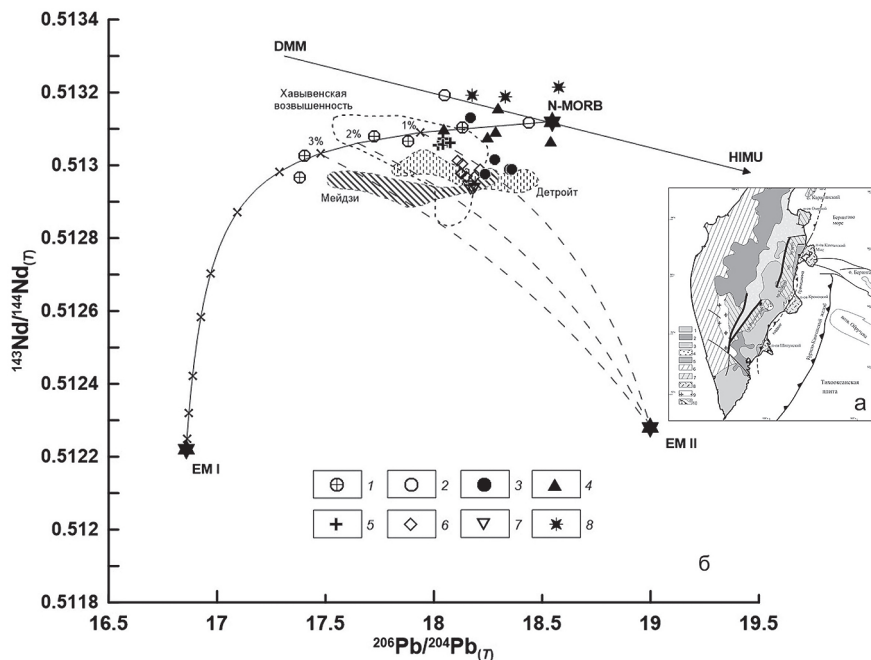


Рис. 1. (а) Структурная схема Камчатки. 1 – Восточно-Камчатский вулканический пояс (N_2-Q); 2 – Срединно-Камчатский вулканический пояс (P_3-Q); 3 – Центрально-Камчатская депрессия (P_3-Q); 4 – Восточно-Камчатский прогиб (P_2-N_1); 5 – Ветловский террейн (K_2-P_2); 6 – Западно-Камчатский террейн (K_1-P_2); 7 – Озерновско-Валагинский террейн (K_2-P_1); 8 – Кроноцкий террейн (K_1-P_2); 9 – метаморфические комплексы; 10 – разломы (а – надвижки; б – недифференцированные).

(б) Диаграмма $^{143}Nd/^{144}Nd$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ для позднекампан-раннепалеоценовых вулканических пород Ветловского окраинно-морского палеобассейна и Озерновско-Валагинского сегмента Ачайваям-Валагинской палеодуги (Восточная Камчатка).

1–3 – базальты ВТ [6]: 1 – хр. Кумроч, 2 – Валагинский хр., 3 – Шипунский п-ов; 4–6 – АВД: 4 – хр. Кумроч, хапицкая свита, базальты [3, 6]; 5, 6 – хребтовская толща, пикриты: 5 – хр. Тумрок (авторские данные, также [7]), 6 – Валагинский хр. [авторские данные, также [7]]; 7 – базальты смагинской серии п-ова Камчатский мыс, 8 – Кроноцкий п-ов, кроноцкая серия, базальты.

Пунктир и сплошные линии – линии смешения

Е-MORB. Среднетитанистые базальты характеризуются обеднением легкими лантаноидами относительно тяжелых ($La/Sm_n = 0.4-0.7$), что типично для толеитов N-MORB. Также выделяется группа низко калиевых базальтов с низкими La/Sm_n отношениями ($0.64-0.97$), низкими концентрациями Nb, повышенными содержаниями Ba и La, обогащенные Zr относительно Ti и Y, что сближает их с толеитовыми базальтами задуговых бассейнов. Базальты BT характеризуются высокими значениями ϵNd (от +9.5 до +12.4) при сильно варьирующих отношениях изотопов стронция, что, в первую очередь, связано с воздействием на породы морской воды. Отмечаются определенные межрегиональные различия среди $^{87}Sr/^{86}Sr$ -отношений. Так, в базальтах северных сегментах террейна (хр. Кумроч) отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (>0.704) более высокие по сравнению с таковыми в южных (Шипунский п-ов), где $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют в пределах $0.7028-0.7034$. Изотопные составы свинца также отражают региональную изотопную гетерогенность источников магмогенерации. На диаграммах $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ фигуративные точки базальтов располагаются в области состава MORB, при этом базальты хр. Кумроч отличаются более низкими значениями $^{206}Pb/^{204}Pb$ по сравнению с базальтами южного сегмента.

Вулканические породы АВД выделяются в пределах о. Карагинский, хребтов Кумроч, Тумрок, Валагинский [1-6]. По соотношениям SiO_2-FeO^*/MgO и FeO^*-FeO^*/MgO вулканические породы отнесены к различным петрохимическим сериям. Так, на о-ве Карагинский вулканисты попадают в область известково-щелочных пород; на п-ове Озерной и хр. Тумрок преимущественно развиты толеитовые базальты. На хр. Кумроч и Валагинский распространены эффузивы шошонитовой, известково-щелочной и толеитовой серий. Покрывают хр. Тумрок и Валагинский характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (<0.6 мас.%), глинозема ($Al_2O_3 < 9$ мас.%), высокой магнезиальностью ($Mg_{\#} = 90-70$ мол.%).

Характер распределения редких элементов (обогащение крупноионными и легкими РЗЭ относительно ВЗЭ и тяжелых редкоземельных (ТРЗЭ), приводящие к появлению глубоких минимумов Nb, Ta, Zr, Ti) в вулканических породах свидетельствует об их надсубдукционной природе. Изотопный состав пород разных комплексов дуги [1-7] в целом близок друг другу. Однако отмечаются определенные региональные различия в составе пород, указывающие на гетерогенность условий частичного плавления мантийного клина в надсубдукционной области разных сегментов АВД. Так, в породах о. Карагинского величина ϵNd составляет 15.9 в наиболее магнезиальном базальте, снижаясь в менее магнезиальных базальтах до величин 8.5-9.4 и до 6.6 в дацитах, образуя положительные корреляции с содержанием MgO и отрицательные с SiO_2 , отражая признаки незначительной контаминации коровым материалом. В остальных районах Восточной Камчатки подобная корреляция не проявлена. Необходимо также

отметить низкие величины ϵNd (4.8–5.4) в трахибазальтах шошонитовой серии Валагинского хребта.

Рассматриваемые позднемеловые–раннепалеогеновые вулканические комплексы Восточной Камчатки характеризуются положительными значениями ϵNd , что, в целом, позволяет говорить о деплетированном характере глубинных источников. Вместе с тем, изотопно-геохимические характеристики пород указывают, что в образовании магм участвовали различные по составу компоненты. Так, по соотношению ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_T и ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_T (рис. 1, б) базальты Ветловского бассейна хр. Кумроч располагаются вдоль тренда смешения источника типа N-MORB и обогащенного типа EM I, а базальты Валагинского хр., характеризуясь наиболее деплетированным изотопным составом, располагаются вдоль линии N-MORB-DMM. Базальты Шипунского п-ова, как и п-ова Камчатский мыс, тяготеют к линии смешения обогащенного источника типа EM II и N-MORB, занимая область состава подводных гор Мейдзи и Детройт Гавайско-Императорской цепи. По изотопному составу Nd и Pb вулканы АВД менее гетерогенны, хотя и здесь проявлены региональные различия. Большая часть базальтов и пикритов хр. Тумрок и Валагинский располагается вдоль трендов смешения обогащенного источника типа EM II и «гибридного» компонента, образованного MORB-подобным источником и мантийным компонентом EM I, в то время как в базальты хр. Кумроч имеют более деплетированные характеристики (рис. 1, б).

Приведенные данные свидетельствуют, в целом, о близости вещественного состава и сходной геодинамической обстановке проявления верхнемелового–раннепалеогенового магматизма Ачайваям-Валагинской вулканической дуги, а породы Ветловского бассейна характеризуются более широким спектром составов и несколько различающимися геодинамическими условиями.

Литература

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых–раннепалеогеновых комплексов Северной Камчатки // Геохимия. 2009. № 4. С. 348–377.
3. Сухов А.Н., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В., Рукавишников Д.Д. Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайваям-Валагинской палеодуги в структуре хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. 32. С. 20–34.
4. Цуканов Н.В. Островодужные террейны Камчатки: строение, состав и геодинамика // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и

скольжения литосферных плит. Матер. Второй Всерос. конф. с международным участием. Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 134–137.

5. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Коваленко Д. В. Новые данные о составе островодужных вулканитов Восточных хребтов Камчатки // Докл. РАН. 2008. Т. 434. № 3. С. 372–377.

6. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 5. С. 656–660.

7. Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S., Park J.-W., Maas R., Demonerova E.D., Antsiferova T.N, Ivanov A.V., Hwang J., Abersteiner A., Ozerov A.Yu. Primitive high-K intraoceanic arc magmas of Eastern Kamchatka: Implications for Pale-Pacific tectonics and magmatism in the Cretaceous // Earth-Science Reviews. 2021. V. 220. № 103703. P. 1–22.

А.А. Цыганков¹, Г.Н. Бурмакина¹, В.Б. Хубанов¹

Ангаро-Витимская крупная изверженная провинция (Забайкалье, Россия): обзор U-Pb и Lu-Hf изотопных данных, петрогенетические и геодинамические следствия

Формирование крупных гранитоидных провинций, являющихся плутоническим аналогом вулканогенных SLIPs (Silicic Large Igneous Provinces), охватывает период в несколько десятков миллионов лет [5, 6]. Для вулканогенных SLIPs установлено, что общий период их формирования, продолжительностью до 40 млн лет, как правило включает несколько эпизодов максимальной магматической активности, разделенных периодами относительного затишья. Можно предположить, что и формирование плутонических SLIPs, сложенных гранитоидами, также имеет пульсационный характер, отражающий эволюцию геотектонических условий магматизма, изменений активности мантийных плюмов, либо каких-то иных факторов.

В этом контексте опубликованные изотопно-геохронологические данные по крупнейшим гранитоидным провинциям Центральной Азии, таким как Хангайская, Ангаро-Витимская, противоречивы и скорее демонстрируют унимодальное распределение изотопных возрастов [4]. Однако дан-

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

ные детритовой (по циркону) геохронологии современных аллювиальных отложений крупнейших рек Забайкалья и Северной Монголии в большей мере свидетельствуют о пульсационном режиме гранитообразования [2, 3]. Кроме того, нет полной ясности в геологическом «объеме» Ангаро-Витимского батолита, что в значительной мере связано с временными рамками его формирования.

Очевидно, что решение этого вопроса, а также определение общей продолжительности формирования крупных гранитоидных провинций и вытекающих из этого геотектонических и петрогенетических следствий может быть основано лишь на сочетании разных подходов, а именно, детритовой и коренной геохронологии. В последнем случае представляется критически важным обеспечение пространственной представительности изотопно-геохронологических данных, что, по мимо всего прочего, может дать ответ на вопрос об возрастной зональности гранитоидных провинций.

Нами получены новые U-Pb изотопно-геохронологические данные по северной части Ангаро-Витимского батолита, данные по изотопному составу Hf в цирконе, что в совокупности с петро-геохимической характеристикой гранитоидов и опубликованными определениями изотопного возраста дает возможность обсудить указанные выше вопросы.

Ангаро-Витимский гранитоидный батолит занимает большую часть Байкальской складчатой области. Он протягивается от южных отрогов хр. Малый Хамар-Дабан в северо-восточном направлении более чем на тысячу километров до Делюн-Уранского хребта и бассейна нижнего течения р. Витим. С запада и северо-запада батолит ограничен впадиной оз. Байкал и Сыннырским хребтом, а на востоке структурами Алданского щита. Общая площадь, занятая гранитоидами батолита, с учетом его не вскрытой части, оценивается в 200 000 км². Согласно данным геофизического моделирования [1] на глубине более 3 км отдельные гранитоидные массивы, часто разделенные на поверхности провесами кровли, сливаются в единое пластообразное тело мощностью до 30 км (в среднем 7–10 км), что позволяет оценить его объем в 0.7–1.5 млн км³.

В составе батолита преобладают разномасштабные биотитовые гранодиориты, граниты и лейкограниты с массивной, порфирированной (*Kfs*, *Qtz*) или гнейсовидной текстурой. Гранитоиды этого типа нередко содержат мигматизированные фрагменты метаморфического субстрата или ксенолиты вмещающих пород. Меньшим распространением пользуются гранитоиды повышенной основности, объединяющие широкую гамму пород от монцонитов до кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранитов с которыми часто ассоциируют амфибол-биотитовые габбро и монцогаббро, слагающие отдельные небольшие плутоны, или ранние фазы габбро-кварцмонцонит-гранитных или габбро-кварцсиенит-гранитных интрузий. Главные фазы таких сложно построенных плутонов чаще всего сложены

кварцевыми монцонитами или кварцевыми сиенитами, содержащими в некоторых случаях мафические микрогранулярные включения и базит-гранитные минглинг-дайки. С гранитоидами АВБ пространственно, а частично и во времени, ассоциируют многочисленные массивы щелочных гранитов и щелочно-полевошпатовых сиенитов А-типа Монголо-Забайкальского пояса.

Наши исследования проводились в пяти обширных районах в северной и северо-западной частях АВБ: I – бассейн р. Витим от оз. Орон до г. Бадайбо и правобережье р. Ср. Мамакан; II – осевая часть Северо-Муйского хребта в районе его пересечения трассой БАМа; III – северо-восточное побережье оз. Байкал; IV – бассейны верхнего течения рек Курба и Турка, юго-восточный борт Баргузинской долины; V – хр. Улан-Бургасы. Во всех этих районах доминируют высоко-калиевые известково-щелочные или щелочно-известковые граниты, подчиненным развитием пользуются кварцевые монцониты, монцониты и монцодиориты. Железистость гранитоидов варьирует от 0.66 до 0.95, что определяет принадлежность как к магнезиальной, так и железистой сериям. Индекс $A/CNK < 1.1$. Распределение РЗЭ характеризуется преобладанием ЛРЗЭ над ТРЗЭ, в большинстве проб хорошо выражена отрицательная Eu аномалия, однако нередко она может и отсутствовать. Мультиэлементные графики, нормированные по валовой коре, демонстрируют разнонаправленное поведение индикаторных элементов.

Сопоставление макро- и микроэлементного состава гранитоидов рассматриваемых районов АВБ не выявило систематических различий, при достаточно широких вариациях состава пород. Более явные различия связаны скорее с набором пород в разных районах. Так, например, монцониты и монцодиориты встречаются только в бассейнах рек Турка и Курба, и не характерны для других районов. Кроме того, граниты из этого же района чаще других обладают повышенной общей и калиевой щелочностью.

U-Pb изотопный возраст цирконов северной части батолита также не обнаруживает систематических отклонений от значений, полученных по батолиту в целом и варьирует от 318 до 281 млн лет (LA-ICP-MS).

Изотопный состав $\epsilon Hf(t)$ в цирконе значительно более изменчив и варьирует от экстремально низких минусовых значений (-35) до положительных (+6), причем в одной пробе эти вариации могут составлять $-8 \div +5$.

Нами выполнено обобщение U-Pb изотопно-геохронологических данных по Ангаро-Витимскому батолиту в целом (коренные источники), в которое вошли опубликованные данные, наши новые определения, а также большое количество определений, полученных в ходе работ по созданию нового поколения Геологических карт масштаба 1:200 000 (Курбинская и Туркинская площади), проводившегося в последние годы под руководством В.С. Платова. В итоге нам удалось собрать более 100 определений

U-Pb изотопного возраста разнотипных гранитоидов и ассоциирующих мафических пород, полученных разными методами (ID-TIMS, SHRIMP-II, SHRIMP-RG, LA-ICP-MS) в лабораториях России, Китая, Великобритании и США. В качестве верхней и нижней возрастных границ позднепалеозойского магматизма Забайкалья приняты минимумы на гистограмме распределения возрастов детритовых цирконов из современных аллювиальных отложений крупнейших рек западного Забайкалья и Северной Монголии, составляющие 340 и 250 млн лет соответственно [3]. Говоря иначе, все даты древнее и моложе указанных значений мы заведомо считаем не относящимися к рассматриваемой нами истории. Также мы не рассматривали проявления щелочного магматизма этого временного интервала. В результате получено унимодальное распределение возрастов циркона с максимумом, приходящимся на интервал 290–280 млн лет, на который приходится 32 датировки. Интервал 320–290 млн лет включает 48 определений U-Pb возраста, интервал 280–260 млн лет – 17 определений. Древнее 320 млн лет имеется 6 датировок, моложе 260 – одна. Таким образом, исходя из статистики распределения возрастов временной интервал 320–270 млн лет назад, которому соответствует более 90% определений изотопного возраста, можно считать временем формирования Ангаро-Витимской магматической (гранитоидной) провинции. Исходя из формы графика можно предположить, что интенсивность магматизма, от самых ранних проявлений, возможно связанных с герцинскими коллизионными событиями, нарастала более плавно, по сравнению с завершением магматизма. Вероятно, это было связано с постепенным прогревом области магообразования, тогда как резкое завершение магматической активности было обусловлено прекращением мантийной магогенерации.

Основные выводы заключаются в следующем: 1) не установлено закономерных вариаций состава гранитоидов на площади Ангаро-Витимского батолита. Имеющиеся локальные различия обусловлены, по-видимому, вариациями состава протолита, характером и масштабом взаимодействия коровых и мантийных магм; 2) изотопный состав Hf в цирконе подтверждает ранее сделанные выводы о гетерогенности корового субстрата, причем этот параметр является более консервативным, по сравнению с U-Pb изотопной системой, что отражается в Hf изотопной гетерогенности циркона; 3) формирование Ангаро-Витимского батолита охватывает период не менее 50 млн лет. Это вполне соизмеримо с продолжительностью магматизма в Хангайском зональном ареале Северной и Центральной Монголии, но требует определенной корректировки плюмовой модели.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011390002-2. Новые данные по Ангаро-Витимскому батолиту получены при поддержке гранта РФФ № 23-17-00030.

Литература

1. Турутанов Е.Х. Ангаро-Витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 6. С. 815–818.
2. Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Продолжительность и геодинамика формирования Ангаро-Витимского батолита: по данным U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования магматических и детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 12. С. 1619–1641.
3. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н., Буянтуев М.Д. Периодичность эндогенных событий Западного Забайкалья и Северной Монголии (восточный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса) по данным U-Pb датирования зерен детритового циркона из современных речных осадков // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 5. С. 3–26.
4. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016б. Т. 24. № 5. С. 468–498.
5. Bryan S.E., Ernst R.E., Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Science Reviews. 2008. 86. 175–202.
6. Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014. P. 214–244.

И.С. Шарыгин¹, А.В. Головин²

Влияние кимберлитового расплава на геохимические характеристики мантийных ксенолитов

Валовый редкоэлементный состав ксенолитов перидотитов из кимберлитов используется для реконструкции эволюции вещества субкратонной литосферной мантии (СКЛМ) [1–4]. Считается, что частичное плавление и мантийный метасоматоз являются основными геологическими процессами, изменяющими состав СКЛМ. Экстракция расплавов при частичном плавлении приводит к истощению перидотитов несовместимыми эле-

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

ментами, в то время как просачивание метасоматизирующих расплавов/ флюидов – к обогащению.

Валовые концентрации редких элементов могут быть либо непосредственно измерены при анализе порошка, изготовленного из ксенолита, либо рассчитаны, исходя из составов породообразующих минералов ксенолитов и их модальных количеств. Впервые результаты двух подходов были сопоставлены для ксенолитов как зернистых, так и деформирован-

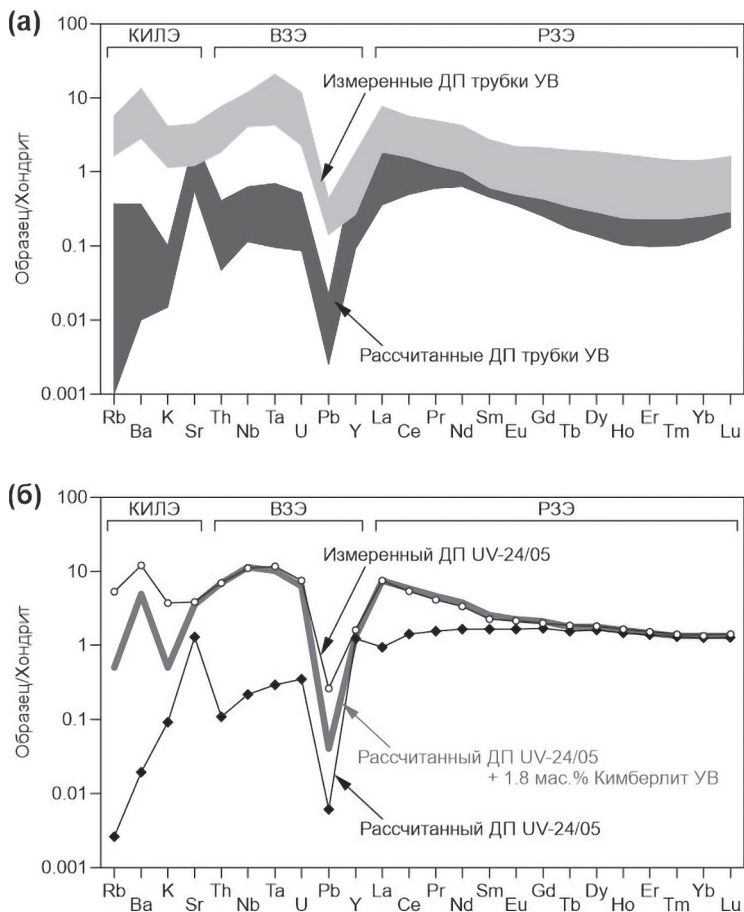


Рис. 1. Сравнение спектров распределения для измеренных и рассчитанных валовых содержаний редких элементов в ксенолитах деформированных перидотитов (ДП) из трубки Удачная-Восточная (УВ) (а) и иллюстрация эффекта контаминации ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная кимберлитовым расплавом на примере образца UV-24/05 (б)

ных перидотитов из кимберлитов Никос (Сомерсет Айленд, Канада) [5]. Оказалось, что рассчитанный валовый состав ксенолитов характеризуется дефицитом редкоземельных элементов (РЗЭ) относительно измеренного. Авторы работы [5] предположили, что такое различие может объясняться присутствием интерстиционных минералов, которые кристаллизовались из проникавшего в ксенолиты кимберлитового расплава. Добавление от 0.4 до 2 мас. % вмещающего кимберлита к рассчитанным валовым концентрациям РЗЭ позволило получить спектр распределения РЗЭ, идентичный спектру для измеренных валовых концентраций РЗЭ [5], что подтвердило предположение. Однако авторами работы [5] интерстиционные минералы, связанные с кимберлитовым расплавом, в перидотитах не были обнаружены.

Для исследованных нами неизмененных ксенолитов перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная наблюдается подобное несоответствие – рассчитанные концентрации большинства редких элементов всегда в разы (для РЗЭ) и на порядки (для крупноионных литофильных (КИЛ) и высокозарядных (ВЗЭ) элементов) меньше чем измеренные (рис. 1а). Это свидетельствует о том, что значительный вклад в баланс редких элементов вносят акцессорные минералы. В ксенолитах деформированных перидотитов нами были диагностированы эпигенетические минералы, образование которых является результатом инфильтрации кимберлитового расплава [6–8]. Эпигенетические минералы находятся как в межзерновом пространстве ксенолитов, так и во вторичных раскristализованных расплавных включениях в породообразующих минералах.

В межзерновом пространстве породообразующих минералов ксенолитов можно выделить несколько типов эпигенетических акцессорных минералов, образование которых связано с инфильтрацией кимберлитового расплава [6, 7]: 1) минералы интерстиционных ассоциаций и микрожил, представленные пирротинитом, пентландитом, джерфишеритом, перовскитом, хромитом, магнетитом, апатитом, тетраферрифлогопитом, флогопитом, монтичеллитом, форстеритом, содалитом, диопсидом, гумитом, клиногумитом, кальцитом и арагонитом; 2) минералы реакционных кайм на породообразующих силикатах; 3) джерфишерит, окаймляющий крупные выделения первичных акцессорных Fe-Ni-Cu-сульфидов. Эти минералы являются продуктами как реакций кимберлитового расплава с первичными минералами ксенолитов, так и его непосредственной раскristализации.

В породообразующем оливине ксенолитов присутствуют раскristализованные вторичные расплавные включения, располагающиеся вдоль залеченных трещин [8]. Эти включения состоят из пузырька усадки, тонкораскristализованного агрегата и кристаллических фаз, среди которых установлены различные по составу карбонаты, сульфаты, хлориды, сульфиды, фосфаты, оксиды и силикаты. Минеральный состав включений

подобен минералогии основной массы уникальных по сохранности кимберлитов трубки Удачная-Восточная, что свидетельствует о генетической связи между расплавом, взаимодействовавшим с перидотитами, и кимберлитовой магмой.

Моделирование контаминации ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная кимберлитовым расплавом показало, что смешение 0.6–1.8 мас.% вмещающего кимберлита (состав взят из работы [9]) с рассчитанными составами ксенолитов дает спектры распределения редких элементов, идентичные спектрам для измеренных валовых концентраций редких элементов в ксенолитах. На рисунке 16 в качестве примера приведены расчеты для образца UV-24/05. Такая сходимость результатов расчетов с использованием состава неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная подтверждает, что расплав, проникавший в ксенолиты, действительно являлся кимберлитовым.

Главным концентратором РЗЭ и ВЗЭ среди наложенных минералов, диагностированных в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная, является перовскит (в мас.‰: 0.7–1.1 La₂O₃, 0.9–2.6 Ce₂O₃, 0.1–0.3 Pr₂O₃, 0.3–0.7 Nd₂O₃, 0.9–2.6 Nb₂O₅, до 0.1 Ta₂O₅). Стронций концентрируется в арагоните (до 5.1 мас.‰) и в кальците (до 0.7 мас.‰), К, Rb и Ba – в слюде (до 11.0 мас.‰ К, до 2.5 мас.‰ Ba), К – в джерфишере (до 9.5 мас.‰ К). Кроме того, свой вклад в баланс редких элементов могут вносить щелочные карбонаты, сульфаты и хлориды из расплавных включений.

Таким образом, при использовании валовых геохимических характеристик ксенолитов перидотитов для реконструкции процессов преобразования вещества СКЛМ необходимо учитывать высокую вероятность контаминации нодулей кимберлитовым расплавом. Для достоверной реконструкции докимберлитовой истории преобразования вещества СКЛМ могут быть использованы геохимические характеристики породообразующих минералов ксенолитов.

Литература

1. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contrib. Miner. Petrol.* 1997. V. 128. № 2–3. P. 228–246.
2. Kopylova M.G., Russell J.K. Chemical stratification of cratonic lithosphere: constraints from the Northern Slave craton, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 181. № 1–2. P. 71–87.
3. Tang Y.-J., Zhang H.-F., Ying J.-F., Su B.-X. Widespread refertilization of cratonic and circumcratonic lithospheric mantle // *Earth-Sci. Rev.* 2013. V. 118. P. 45–68.

4. *Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V.* Composition of the lithospheric mantle in the Siberian craton: New constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *J. Petrol.* 2010. V. 51. № 11. P. 2177–2210.

5. *Schmidberger S.S., Francis D.* Constraints on the trace element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 6. P. 1095–1117.

6. *Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П.* Джерфишерит в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная, Якутия: проблемы происхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // *Геология и геофизика.* 2012. Т. 53. № 3. С. 321–340.

7. *Sharygin I.S., Solovov K.A., Golovin A.V.* Kelyphite around garnet in unaltered lherzolite xenolith from the Udachnaya pipe (Siberian Craton): Formation exclusively via interaction with kimberlite melt // *J. Asian Earth Sci.* 2023. V. 256. P. 105821.

8. *Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A.* Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // *J. Raman Spectrosc.* 2020. V. 51. P. 1849–1867.

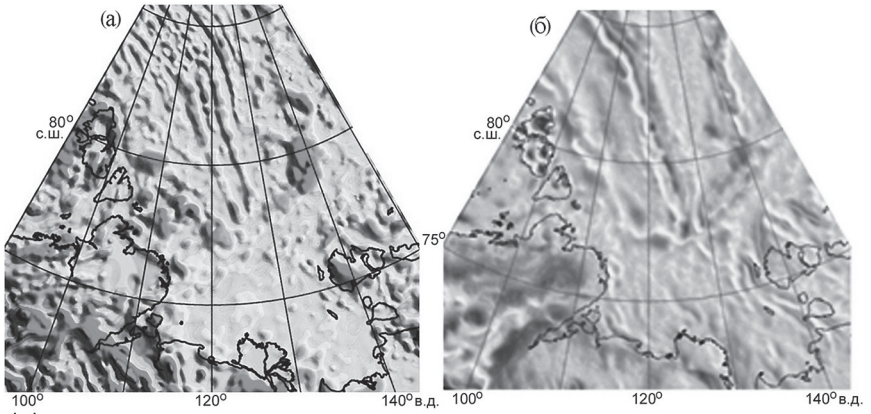
9. *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V., Sharygin V.V., Maas R.* Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya-East pipe (Yakutia, Russia): A petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos.* 2012. V. 152. P. 173–186.

Э.В. Шипилов¹

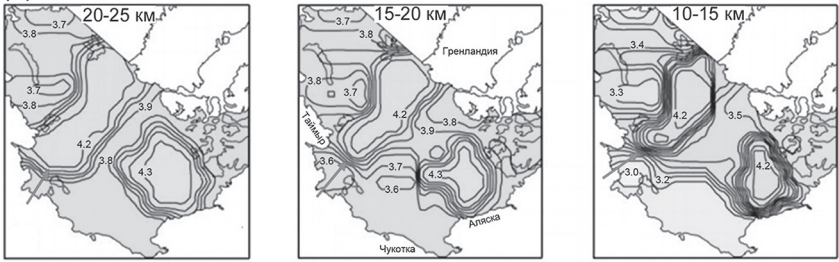
К характеристике Хатангско-Ломоносовской трансрегиональной зоны сдвига по результатам разноуровневых геолого-геофизических исследований

Тектонические элементы зоны сопряжения Лаптевоморской континентальной окраины с прилегающим глубоководным ложем Арктики перекрыты мощным осадочным чехлом мел-кайнозойского возраста. Тем не менее, среди них только Хатангско-Ломоносовская окраинно-континентальная полоса разломов (ХЛЗ) получила отчетливое отражение в рельефе дна рассматриваемой континентальной окраины в виде наиболее заметного линеамента тяготеющего к бровке шельфа. Линеамент прослеживается из Хатангского залива в северо-восточном направлении в

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия



(В)



β (км/с)

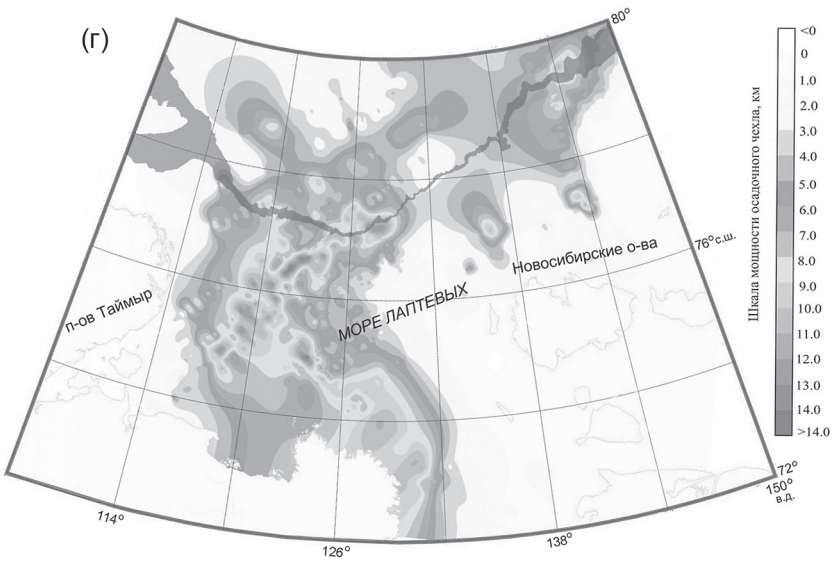
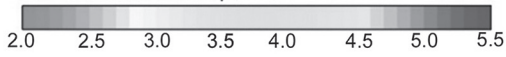


Рис. 1. Геофизические поля и мощность осадочного чехла в районе ХЛЗ: а – магнитное, б – гравитационное; в – географическое распределение S-скорости как функции глубины [12]. Интервал между изолиниями 0.1 км/с. Стрелками показано положение ХЛЗ; г – схема общей мощности мел-кайнозойского осадочного чехла зоны сопряжения Евразийского бассейна с Лаптевоморской континентальной окраиной по [10, 11] с изменениями

район сочленения хр. Ломоносова с континентальной окраиной [1, 9–11]. По всем характеристикам ХЛЗ, как и Северогренландско-Канадская [8, 9], является трансрегиональной, т.е. участвующей в строении ряда разнородных структур литосферы. Время проявления правосдвиговых перемещений по ХЛЗ присибирского окончания хребта Ломоносова относительно Сибирской палеоокраины началось в первой фазе рифтинга – в процессе значительного по масштабам общерегионального растяжения континентальной коры в апте–альбе. Смещение было продолжено в течение второй фазы рифтинга в позднем мелу – раннем кайнозое во взаимосвязи с заложением и развитием Евразийского бассейна.

Как показывает анализ структуры аномальных геофизических полей (рис. 1, а, б) и результатов сейсмических исследований [10, 11], ХЛЗ представлена серией эшелонированных или кулисообразно расположенных субпараллельных разломов различной амплитуды и комбинированной кинематики.

И в этой связи в дополнение к изложенным ранее характеристикам [9–11] следует добавить ее отображение в глубинной структуре и в других геофизических параметрах.

Геолого-геофизические характеристики ХЛЗ

Проведенный анализ групповых скоростей волн Рэлея в литосфере Арктики с построением схем распространения S-скорости как функции глубины [12] показывает, что ХЛЗ находит отражение в появлении отчетливых полос градиентов распределения скоростей в диапазонах глубин около 10 км. Выше этого уровня, т.е. в верхней части осадочного чехла, таких градиентов не наблюдается, но они явно прорисовываются в интервалах, приуроченных к низам осадочного чехла, на уровне фундамента и вплоть до подошвы земной коры (рис. 1, в). По меньшей мере, это указывает на коровый ранг зоны разломов. Это хорошо согласовывается с конфигурацией распределения мощности чехла (рис. 1, г), адаптированной к полосе ХЛЗ и указывающей на преимущественное растяжение континентальной коры в южном сегменте Евразийского бассейна со сдвигом в северо-восточном направлении.

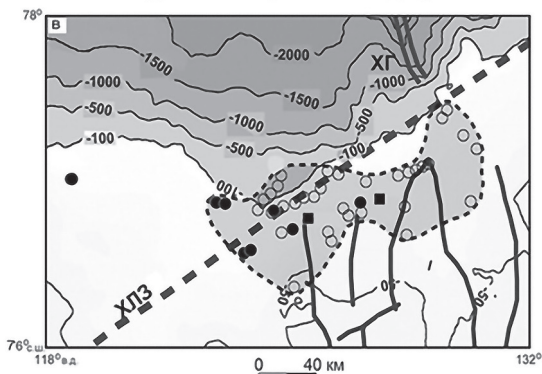
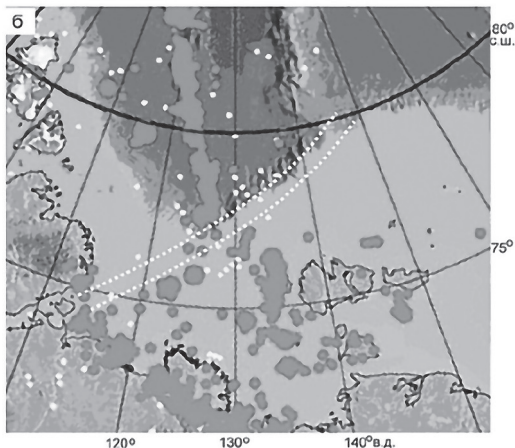
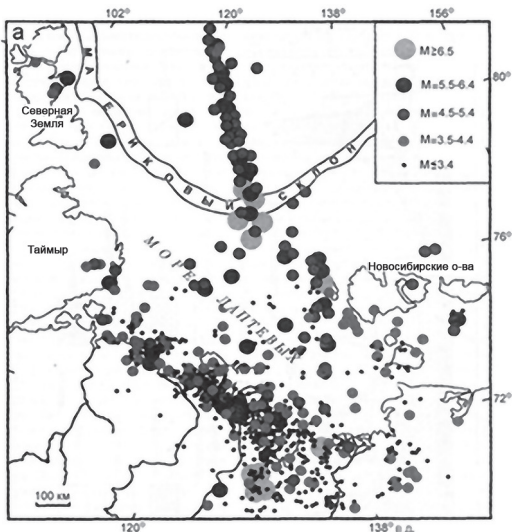


Рис. 2. Эпицентры землетрясений и метановые сипы района ХЛЗ: а и б – схемы эпицентров землетрясений шельфа моря Лаптевых и прилегающих районов [5 и 4 соответственно], точечный пунктир – ХЛЗ; в – область проявления метановых сипов (пунктирный контур) на батиметрической схеме моря Лаптевых и некоторые разломы по [2]. ХЛЗ – Хатангско-Ломоносовская зона разломов, ХГ – хребет Гаккеля

Эпицентры землетрясений также зафиксированы вдоль рассматриваемой зоны разломов. На схеме (рис. 2, а), приведенной в работе [5], ряд эпицентров за период 1909–2003 гг. располагается непосредственно в полосе ХЛЗ, начиная от о-ва Песчаный (устье Хатангского залива) и далее на бровке шельфа восточнее осевой зоны хр. Гаккеля.

Из другой схемы (рис. 2, б) [4] следует, что концентрация и интенсивность землетрясений заметно выше к юго-западу от места пересечения ХЛЗ с продолжением осевой линии хр. Гаккеля. В этой части ХЛЗ сейсмичность тяготеет к ее тыловому ограничению, доходя до устья Хатангского залива. Тогда как на северо-восточном фланге ХЛЗ эпицентры землетрясений проявились вдоль внешней стороны рассматриваемой зоны разломов, практически на склоне котловины Амундсена, протягиваясь до хр. Ломоносова, но их интенсивность заметно слабее, чем отмеченных выше. Это свидетельствует о различиях в современной геодинамической активизации юго-западного (Западно-Лаптевский рифтогенный бассейн) и северо-восточного фланга зоны разломов (обращенного к котловине Амундсена), обусловленной дисимметрией в развитии южного (прилаптевоморского) отрезка осевого спредингового центра хр. Гаккеля. Однако следует подчеркнуть, что высказанные соображения о локализации землетрясений основаны на данных весьма редкой сети сейсмологических станций, а потому с ограниченной зоной охвата территорий, по причине чего большая часть арктического региона (включая шельф Восточной Арктики), ошибочно считается «немой» в отношении сейсмичности [7]. Естественно, что такое упрощенное восприятие представлений о сейсмичности не позволяет объективно подойти к оценке сейсмотектонических событий.

Имеющиеся данные по расположению сиповых полей разгрузки метана и выделение их общего ареала распространения размером 190×90 км [2] показывают приуроченность последнего не столько к району проникновения хр. Гаккеля в пределы Лаптевоморской континентальной окраины, сколько его тяготение к выше отмеченным полям концентраций эпицентров землетрясений, локализованным вдоль юго-западного фланга ХЛЗ (рис. 2, в). Таким образом, не исключено, что сосредоточенные здесь эпицентры землетрясений (рис. 2, а, б) могут выступать в качестве триггера сиповой разгрузки метана, учитывая многочисленность проявлений этих процессов в Восточной Арктике [4, 6 и др.].

Немногочисленные станции измерения теплового потока, размещение которых попало в полосу влияния ХЛЗ в районе южного крайнего звена хр. Ломоносова (в зоне его контакта с прогибом Северным), демонстрируют небольшой, но заметный пик на профиле расположения станций, связанный с тепловой аномалией: $(56\pm 6 - 53\pm 11) - (61\pm 12) - (56\pm 6) \text{ mW/m}^2$ [13] (значения с севера на юг). Восточнее 130° в.д. практически на бровке

шельфа обращенной к котловине Амундсена две станции зафиксировали значения от 74 до 92 мW/m² [14].

Заключение

Интерпретационный анализ материалов сейсмических исследований [9–11] показывает, что наиболее активные сдвиговые смещения по ХЛЗ происходили в меловое–раннекайнозойское время. После этого спрединг в Евразийском бассейне упал до медленного и ультрамедленного и движения по ХЛЗ практически незаметны, но судя по рис. 2, б, сопровождаются слабой сейсмичностью на СВ фланге этой зоны в котловине Амундсена. Тогда как ЮЗ фланг ХЛЗ отличается повышенной сейсмичностью, что подчеркивается выявленной современной геодинамической активизацией [3], характеризующейся горизонтальными сдвиговыми смещениями.

Таким образом, ХЛЗ идентифицируется в дифференцированных и разноровенных геолого-геофизических показателях. Приведенные данные свидетельствуют о том, что ХЛЗ находит отражение не только в данных батиметрии и потенциальных геофизических полях, но и подтверждается материалами глубинных исследований литосферы, сейсмологическими наблюдениями, приуроченностью сиповых полей разгрузки метана и, хотя и не многочисленными, теплотрическими показателями.

Все отмеченное позволяет заключить, что ХЛЗ является одним стержневых элементов, задействованных в геодинамических преобразованиях литосферы Арктики в контексте развития и становления ее океанической структуры.

Литература

1. Головачев Э.М., Шитлов Э.В. Линеаментные зоны моря Лаптевых // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1986. № 8. С. 106–108.
2. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А., Цуканов Н.В. Система разломов, контролирующая метановые сипы на шельфе моря Лаптевых // Докл. РАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 354–358.
3. Баранов В.Б., Флинт М.В., Римский-Корсаков Н.А. и др. Структурные свидетельства современной активности Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в море Лаптевых // Докл РАН. 2018. Т. 480. № 3. С. 344–347.
4. Богоявленский В.И. Формирование залежей углеводородов в верхней части разреза и кратеров выбросов газа // Нефтегаз. 2019. 1 (85). С. 48–55.
5. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. и др. Новейшие структуры, стратиграфия квартера и современная геодинамика территории арктического сектора прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья (северо-восток

Якутии) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 6–19.

6. Масуренков Ю.П., Слёзин Ю.Б., Собисевич А.Л. Газовые шлейфы у острова Беннетта // Изв. РАН. Серия географическая. 2013. № 3. С. 86–95.

7. Рогожин Е.А., Антоновская Г.Н., Капустян Н.К. Современное состояние и перспективы развития системы сейсмического мониторинга Арктики // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 1. С. 58–69.

8. Шипилов Э.В. Амеразийская микроплита в структуре и геодинамической эволюции Арктики // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. № 19. С. 402–408.

9. Шипилов Э.В. Океаническая кора, трансрегиональные зоны сдвига и Амеразийская микроплита в мел-кайнозойской геодинамике формирования океана в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2023. Т. 13. № 1. С. 4–17. DOI: 10.25283/2223-4594-2023-1-4-17.

10. Шипилов Э.В., Кириллова Т.А. Тектоника зоны сочленения Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 563–567.

11. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Кириллова Т.А. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири по новым сейсмическим данным // Арктика: экология и экономика. 2020. № 4(40). С. 34–42.

12. Corchete V. 3D imaging of the crust and upper mantle beneath the Arctic Ocean from Rayleigh-wave group-velocity analysis // Geological Journal. 2019. 54. P. 1–9.

13. O'Regan M., Preto P., Stranne C. et al. Surface heat flow measurements from the East Siberian continental slope and southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. 17. P. 1–15.

14. Stranne C., O'Regan M., Dickens G.R. et al. Dynamic simulations of potential methane release from East Siberian continental slope sediments // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. V. 17. P. 872–886.

**Новый аспект позднепалеозойской субдукции
Восточно-Европейской континентальной окраины
(на примере эклогит-перидотитовых комплексов
Полярного Урала)**

Субдукция и коллизия литосферных плит обычно трассируются зонами глубокометаморфизованных пород, образованных эклогитами и гранатовыми перидотитами. Основные их проявления установлены в высоко и ультравысокобарических террейнах (массивах) Евразии, таких как Санбагава (Япония), Даби-Сулу (Восточный Китай), Кокчетавский (Казахстан), Богемский (Австрия), Ронда и Бени Бушера (Испания), Западный гнейсовый регион (Норвегия), Западные Альпы (Италия). На Полярном Урале, подобная ассоциация была установлена более 50 лет назад в составе докембрийского Марункеусского комплекса (свиты) [3]. При изучении этих образований особое значение для последующих геодинамических реконструкций приобретает выяснение природы протолита, возраста и условий метаморфических преобразований.

Марункеусский докембрийский гнейсо-амфиболитовый (эклогитовый) комплекс (свита) прослеживается непосредственно западнее зоны Главного Уральского разлома за пределами палеоокеанического сектора Урала. Состав и возраст слагающих комплекс пород позволяют соотносить его с окраинно-континентальными образованиями доуралид (тиманид), обрамляющими Восточно-Европейский кратон. В южной части Марункеусского комплекса, вблизи подошвы офиолитов массива Сьум-Кеу, в пределах небольшого тектонического блока (Слюдяная горка) распространена ассоциация гранатовых перидотитов и эклогитов.

Проведенное изучение этих пород [7] показывает, что эклогиты и перидотиты образуют единую структурно-вещественную ассоциацию, протолитом которой, судя по изотопным, геохимическим и минералогическим характеристикам являлись образования расслоенной габбро-перидотитовой серии, отличной от кумулятивных серий офиолитов. Они наиболее близки породам расслоенных рифтогенных комплексов и, судя по реликтовым генерациям цирконов из эклогитов имеют позднекембрийский (около 500 млн лет) возраст, что свидетельствует об их более позднем (в сравнении с гнейсами Марункеусского комплекса) рифтогенном образовании. Эклогитовый метаморфизм по данным изотопного датирования

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

² Институт геологии Китайской академии геологических наук, Пекин, Китай

проявился значительно позднее, в верхнедевонское (около 370 млн лет) время. В целом, полученные данные указывают на связь формирования эклогитов и гранатовых перидотитов с позднепалеозойской субдукцией докембрийских окраинно-континентальных и позднекембрийских рифтогенных комплексов под островодужно-океанические образования, входящие сейчас в состав Полярноуральского офиолитового пояса.

Минеральные парагенезисы эклогитов и перидотитов свидетельствуют о том, что метаморфизм реализовался в высокobarических (1.2–2.1 ГПа) условиях, при умеренных (до 700–800 °С) температурах. Более высокие давления [2] «воспроизвести» не удастся, однако недавно в гранатовых перидотитах нами были обнаружены сегрегации карбонатов необычного строения [4], дающие основания к пересмотру существующих представлений о глубинной эволюции подобных комплексов.

Карбонатные сегрегации в перидотитах представлены небольшими (менее 0.5 мм) рассеянными обособлениями, которые отделены от вмещающей породы тонкой магнетит-серпентиновой оторочкой и не обнаруживают с ней активных реакционных взаимоотношений; с карбонатами ассоциирует высокостроенный хлорapatит. Это явно ксеногенные, связанные (?) с просачиванием глубинных углекислых флюидов образования.

Важной особенностью сегрегаций является присутствие в них реликтовых участков доломита, который иногда полностью замещен кальцитом, содержащим агрегат симплектитовых пластинчатых вростков железомagneзиального состава, типичных для структур твердофазного распада. Вростки отвечают по составу либо гидрокарбонату, близкому по составу несквегониту, обогащенному железистым компонентом, либо бруситу, который был установлен ранее в гранатовых перидотитах альпийской зоны Ультен [5]. В последнем случае, симплектиты с бруситом рассматриваются авторами как продукт низкотемпературной гидратации доломита, что крайне сомнительно, поскольку их связь исключительно с высокobarическими комплексами, свидетельствует о более сложном механизме формирования. Принимая во внимание экспериментальные данные, можно утверждать, что в сегрегациях мы наблюдаем следы раннего твердофазного распада доломита на арагонит и магнезит, который возможен исключительно при ультравысоких (≥ 5 ГПа) давлениях [6]. В природе реликты подобного распада с симплектитами магнезита в кальците были установлены в перидотитах ультравысокобарического террейна Сулу (Китай) [8]. В нашем случае, речь может идти о протораспаде, поскольку первичные продукты распада в результате ретроградного метаморфизма испытали последующие преобразования и гидратацию.

Присутствие в гранатовых перидотитах сегрегаций карбонатов с симплектитовым строением позволяет предложить новую трактовку формиро-

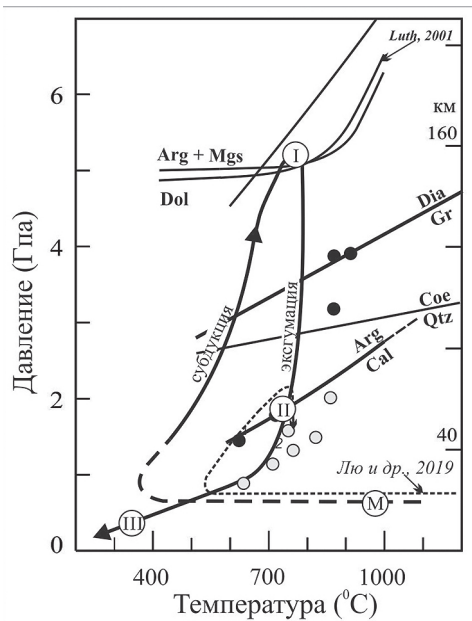


Рис. 1. *P-T*-диаграмма для гранатовых перидотитов и эклогитов при субдукции – эксгумации Марункеусского блока, по [4] с изменениями. Стадии эволюции комплекса (цифры в кружках): М – протоматическая стадия; I – субдукционная стадия; II – стадия эксгумации и ретроградного метаморфизма; III – стадия низкотемпературного метаморфизма перидотитов. Залитые кружки – параметры метаморфизма гранатовых перидотитов (черное) и эклогитов (белое), по [2]. Тонкий пунктир – тренд эволюции гранатовых перидотитов, по [1]. Границы фазовых переходов: доломит = арагонит + магнезит (Dol = Arg + Mgs); алмаз – графит (Dia – Gr) и коэзит – кварц (Coe – Qtz); арагонит – кальцит (Arg – Cal)

вания метаморфитов Марункеусского комплекса Полярного Урала в ходе позднепалеозойской субдукции Восточно-Европейской континентальной окраины (рис. 1). В протоматическую (досубдукционную) стадию (М), происходит кристаллизация позднекембрийского расслоенного рифтогенного перидотит-габбрового комплекса Слюдяной горки, с последующей его инфильтрацией мантийными (?) углекислыми флюидами и импрегнацией карбонатным веществом. В субдукционную стадию (I), в ходе прогрессивного ультравысокобарического метаморфизма магматический протолит был преобразован в эклогиты и гранатовые перидотиты; доломит сегрегаций, при достижении пика давлений ($P \geq 5$ ГПа, глубина ≥ 150 км) трансформировался в арагонит и магнезит. В стадию эксгумации и высокобарического (до 2 ГПа) ретроградного метаморфизма (II) произошло окончательное становление гранатовых перидотитов и эклогитов; арагонит сегрегаций испытал фазовую трансформацию и был замещен кальцитом. На завершающих стадиях эволюции (III), при выведении на коровый уровень гранатовые перидотиты претерпели низкотемпературный водный метаморфизм (серпентинизацию), а первичный магнезит симплектитов был замещен бруситом и гидрокарбонатом при гидратации.

Обнаружение в эклогит-перидотитовой ассоциации Полярного Урала сегрегаций карбонатов с симплектитовым строением, подтверждает их принадлежность к ультравысокобарическим (алмазоносным) образова-

ям. В этой связи можно предполагать, что к этому же типу принадлежит и часть известных высокобарических эклогит-перидотитовых комплексов Евразии.

Исследования проведены при поддержке Российского научного фонда (проект 22-17-00177), в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ 123011800009-9) с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, дооснащение и комплексное развитие которого осуществляется при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение № 075-15-2021-680).

Литература

1. Лю И., Перчук А.Л., Арискин А.А. Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал // *Петрология*. 2019. Т. 27. № 2. С. 138–160.
2. Селятицкий А.Ю., Куликова К.В. Первые данные о проявлении УНР-метаморфизма на Полярном Урале // *Докл. РАН*. 2017. Т. 476. № 6. С. 681–684.
3. Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 192 с.
4. Шмелев В.Р., Мэн Ф.-С. Свидетельства ультравысокобарической эволюции гранатовых перидотитов Полярного Урала // *Докл. РАН. Науки о земле*. 2023. Т. 513. № 1. С. 90–95.
5. Forster B., Braga R., Aulbach S., Lo Pò D., Bargossi G.M., Mair V. A petrographic study of carbonate phases in the Ulten Zone ultramafic rocks: insights into carbonation in the mantle wedge and exhumation-related decarbonation // *Ofioliti*. 2017. V.42 (2). P. 105–127.
6. Luth R.W. Experimental determination of the reaction aragonite + magnesite = dolomite at 5 to 9 GPa // *Contrib. Mineral. Petrology*. 2001. V. 141. P. 222–232.
7. Meng F., Yazhou F., Shmelev V.R., Kulikova K.V. Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia) // *J. Asian Earth Sciences*. 2020. V.187. 104087. P. 1-12.
8. Su B., Chen Y., Guo S., and Liu J.B. Dolomite dissociation indicates ultra-deep (>150 km) subduction of a garnet-bearing dunite block (the Sulu UHP terrane) // *American Mineralogist*. 2017. V. 102 (11). P. 2295–2306.

Роль структурно-тектонических факторов в формировании девонского бимодального вулканизма Рудного Алтая

Рудно-Алтайский металлогенический пояс включает десятки залегающих в вулканогенных формациях месторождений колчеданно-полиметаллического геолого-промышленного типа. Представленный крупными объектами, в целом характеризующийся большим разнообразием и компактным размещением, этот пояс превосходит по своим запасам Pb, Zn, Au, Ag крупнейшие металлогенические провинции мира, например, Японии, Канады, Австралии [1–3]. Согласно современным представлениям, региональные дизъюнктивные структуры играли определяющую роль в локализации месторождений данного пояса, где разрывные нарушения различной ориентировки, а также области их пересечения рассматриваются в качестве проницаемых зон и рудоконтролирующих структур. От Иртыш-Зайсанской покровно-складчатой области блок Рудного Алтая отделен Иртышской сдвиговой зоной (ИСЗ), а от тектонических блоков Горного Алтая – Северо-Восточной зоной смятия (СВЗ). Строение Рудно-Алтайского пояса контролируется структурами регионального масштаба, среди которых преобладают разрывные нарушения северо-западной и субширотной ориентировки. В его северо-западной части выделяются Алейское поднятие и Змеиногорско-Быструшинский прогиб [4]. Поднятие представляет собой выход раннепалеозойского структурного этажа, сложенного метаморфизованными породами палеошельфа. Прогибу, расположенному к северо-востоку от Алейского поднятия, соответствует крупная синклиновая структура северо-западного простирания, протягивающаяся более чем на 150 км, при ширине 25–30 км. На северо-востоке прогиб граничит по разломам СВЗ со структурами Горного Алтая. Внутренняя структура прогиба сложная, она обусловлена сочетанием многочисленных складчатых, разрывных и вулкано-тектонических элементов. В его строении участвуют отложения среднепалеозойского структурного этажа, смятые в протяженные линейные складки, преимущественно северо-западного простирания. По различиям в строении стратифицированных серий прогиб разделен на Змеиногорскую вулканическую зону и

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Шипунихинскую зону (депрессию-синклиналь) с угнетенным вулканизмом. Девонский вулканизм, связанный с раннедевонской активизацией окраины Сибирского континента, обладал всеми чертами антидромной контрастной базальт-риолитовой формации и был проявлен в рифтогенной обстановке в условиях мелководного морского бассейна [5]. Изучение девонской тектонической эволюции Рудного Алтая и реконструкция деформационных условий формирования месторождений осложняются постдевонской реактивацией основных тектонических зон (СВЗ и ИСЗ), с широким развитием наложенных пликативных и дизъюнктивных структур. В данном контексте, для корректной интерпретации тектонических обстановок девонского этапа структурообразования, более информативными являются не структурные, а вещественные комплексы, обладающие признаками синтетектонического формирования.

Бимодальная вулканогенная формация СЗ части Рудного Алтая представлена, от ранних к поздним: а) эйфель-живетским мельнично-сосновским риолит-дацитовым комплексом; б) раннеживетским шипуновским базальт-дацитовым комплексом; в) живет-франским давидовско-каменевским базальт-дацит-риолитовым комплексом. Изотопный U-Pb возраст ассоциирующих гранитоидов и субвулканических интрузий указывает на формирование бимодального вулканизма в интервале от 390 (алеийский комплекс) до 372 млн лет (змеиногорский комплекс) [4, 6, 7]. Структурно-вещественные комплексы, сложенные вулканогенными отложениями эйфеля–живета, вытянуты как вдоль линейных тектонических зон СЗ простирания, так и связаны с серией разломов субмеридиональной ориентировки, ограничивающих Шипунихинскую депрессию. В нижних частях разреза данной депрессии присутствуют все вулканогенные комплексы от раннего эйфеля до раннего живета. Самые поздние субвулканические тела (живет–фран) также приурочены к разломам северо-западного и субмеридионального простирания в обрамлении Шипунихинской депрессии, занимая аналогичную тектоническую позицию, что и предшествующие вулканогенные комплексы. Таким образом, хотя в живетское время и произошла смена геохимического типа вулканизма от кислого к основному составу, внедрение магм контролировалось существовавшими и прежде региональными структурами. Данная структурно-вещественная ассоциация типична для долгоживущих тектонических зон, характеризующихся обстановками растяжения. Пространственная конфигурация тел, сложенных изученными вулканогенными формациями, указывает на их формирование под контролем сдвиговых перемещений вдоль разломов северо-западного простирания и развития сопряженного бассейна типа pull-apart.

Согласно результатам аналогового и численного моделирования образования pull-apart структур, угол между главным разломом сдвиговой

кинематики и сопряженными разрывами, оконтуривающими бассейн, варьирует незначительно в пределах $30 \pm 5^\circ$ [8, 9]. В некоторых случаях этот угол составляет более 90° , что интерпретируется как свидетельство обстановок локального растяжения при общем сжатии со сдвигом – транспрессии [8]. Для Шипунихинской депрессии величина угла составляет $45\text{--}47^\circ$, что характерно для многих природных объектов, связанных с режимами окраинно-континентального скольжения литосферных плит. Например, в пределах активного Северо-Анатолийского правого сдвига выделено 11 бассейнов pull-apart со значениями острого угла около $28\text{--}48^\circ$. Положительные отклонения от модельных значений являются достоверным индикатором длительного полистадийного формирования структуры при неизменном сдвиговом стиле деформаций [10].

Установлено, что большинство полиметаллических месторождений Рудного Алтая (нижний возрастной уровень) приурочено к разрывным нарушениям СЗ простирания и/или к узловым зонам их пересечения с разломами субширотной ориентировки. Колчеданно-полиметаллические месторождения второго возрастного уровня расположены преимущественно вдоль субширотных разрывов и в узловых точках. Анализ такой пространственно-временной конфигурации позволяет сделать определенные заключения о роли структурно-тектонических факторов. Разломы СЗ и субширотного простирания в средне-позднедевонское время формировали единую рудоконтролирующую систему, при этом, последние рассматриваются в качестве сопряженных (сколовых) структур. Поскольку в девоне генеральные тектонические нарушения (ИСЗ и СВЗ) имели левосдвиговую кинематику, то в соответствии с теорией о закономерностях образования структурных парагенезисов, субширотные разломы также должны были иметь аналогичный стиль деформаций [10].

Результаты настоящего исследования приводят к следующим выводам. На ранне-магматической стадии (эйфель–живет) по ослабленным тектоническим зонам происходило внедрение кислых магм корового происхождения, соответствующих субвулканическим интрузиям мельнично-сосновского комплекса и интрузиям гранитоидов алейского комплекса. С промежуточной тектономагматической стадией связано формирование базальтов шипуновской свиты позднеживетского возраста. Последние имеют крайне ограниченное распространение в пределах Шипунихинской депрессии, что, по нашему мнению, связано с начальной стадией рифтогенеза. Однако первое появление в вулканической последовательности мантийных магм указывает на усилившееся утонение коры и, соответственно, на увеличение теплового потока в пределах проницаемых зон. Поздняя стадия (живет–фран) ассоциируется с интенсивным растяжением и маркируется внедрением базитовых магм (давыдовско-каменевский комплекс), а также гораздо более масштабным, по сравнению с предше-

ствующей стадией, гранитообразованием (змеиногорский интрузивный комплекс) [4].

Смена профиля девонского оруденения Рудного Алтая (от барит-золото-полиметаллического в эмсе к медноколчеданному во фране) рассматривается нами как следствие изменения характера вулканизма, инициированного пролонгированным синсдвиговым растяжением земной коры. Это соответствует представлениям о формировании рудообразующих систем промышленных типов сульфидной минерализации в вулканогенных формациях в связи с периодами гидротермальной активности при апвеллинге базитовых магм в обстановках растяжения. В подобных случаях важная роль отводится эпизодам масштабного плавления коровых субстратов, что является отражением роста интенсивности деформаций растяжения.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00024).

Литература

1. Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р. и др. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MV-тип – пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геол. рудн. месторожд. 2023. Т. 65. №3. С. 201–236.
2. Чекалин В.М., Дьячков Б.А. Рудноалтайский полиметаллический пояс: закономерности распределения колчеданного оруденения // Геол. рудн. месторожд. 2013. Т. 55. № 6. С. 513–532.
3. Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В. и др. Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. М.: ЦНИГРИ, 2019. 208 с.
4. Мурзин О.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Серия Алтайская, лист М-44-XI (Змеиногорск). Об. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.
5. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы: РИО ВАК РК, 1998. 387 с.
6. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П. и др. Надсубдукционные плагиограниты Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Док. РАН. 2015. Т. 464. №. 3. С. 317–317.
7. Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N. Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 312–338.
8. Bertoluzza L., Perotti C.R. A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: Implications for the Permian tectonics of the southern Alps (Italy) // Tectonophysics. 1997. V. 280. P. 185–197.

9. Wu J.E., McClay K., Whitehouse, P., Dooley T. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins // Marine and Petroleum Geology. 2019. V. 26. N 8. P. 1608–1623.

10. Gürbüz L. Geometric characteristics of pull-apart basins // Lithosphere. 2010. V. 2. N 3. P. 199–206.

Ф.Л. Яковлев¹

Полное сбалансированное структурное пересечение восточной части Большого Кавказа и проблема оценки ширины бассейна Неотетиса

Несмотря на хорошую изученность [1, 2, 5], основные черты структуры Большого Кавказа остаются предметом дискуссий. В большей части современных моделей все сооружение считается результатом коллизии при закрытии Неотетиса [1, 5, 6]. Делались предположения, что в современной структуре представлен не весь объем осадков Неотетиса, и что заметная доля сокращения сосредоточена в зонах субдукции, скрытых в сложной складчатости флишевой зоны на южном фланге сооружения [6].

Для восстановления структуры использован метод построения сбалансированных структурных разрезов «по морфологии складчатых доменов» [3, 4, 7]. Исходным материалом являются детальные профили, показывающие складки шириной 50 м и более. В них выделяются «складчатые домены» размером 0.5–2 км, в доменах измеряются параметры морфологии складок, связанные его деформацией. Методика позволяет восстанавливать доскладчатое положение каждого домена, а объединение доменов в «структурные ячейки» дает возможность рассчитать современную и доскладчатую длину таких структур, величины их сокращения, а также положения кровли фундамента на трех стадиях развития и амплитуду поднятия и размыва кровли осадочного чехла [4].

Для характеристики складчатых структур восточной части Большого Кавказа были использованы 10 профилей через Тфанскую и Шагдагскую зоны (рис. 1, А, профили 1-10, [3]), профиль 11 вдоль реки Дашагыл на южном фланге Большого Кавказа (автор – Е.А. Рогожин), а также профиль 12 через Дагестан по реке Каракойсу [2]. Профиль 11 «Дашагыл»

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

(рис. 1, А) пересекает две зоны – Вандамскую и Ковдагскую. Они отделяются друг от друга Зангинским разломом, который является границей Большого Кавказа и Закавказского массива. Между профилями 11 и 1 в центре структуры есть «зияние» без данных о складчатой структуре, длина которого вкрест простирания составляет около 7 км. Далее расположены профили 1 и 9, Главный Кавказский разлом (ГКР) проходит между ними. К югу от ГКР в осевых Тфанской и Ковдагской зонах на континентальной коре (по данным М.Л. Сомина [1]) накопилось 10–15 км флиша, главная складчатость здесь произошла в олигоцене. К северу Шахдагская и другие зоны испытали эпизод складчатости после средней юры; далее до плиоцена здесь накапливался карбонатный маломощный параплатформенный чехол, в Дагестане смятый в крупные складки. Профиль 12 имеет длину около 150 км, но в структурном отношении ячейки 12–15 сопоставляются с Тфанской и Шахдагской зонами (рис. 1, А, Б); эти данные в расчетах не используются. Остальная часть профиля проходит по зонам Сланцевого и Известнякового Дагестана через крупные и средние складки, часто коробчатые. На севере структура ограничена Пшекиш-Тырныаузским разломом, который разделяет Большой Кавказ и Скифскую плиту. Таким образом, собранный структурный материал представляет собой полное пересечение сооружения Большого Кавказа.

Результаты расчетов представлены на рис. 1, Б и в таблице. На рисунке дана полная сбалансированная структура в виде «структурных ячеек», образованных всеми стратиграфическими подразделениями осадочного чехла, включая их размывные части. Поскольку в некоторых ячейках величина сокращения достигала больших величин (до 5.19, ячейка «5»), встречаются очень большие амплитуды поднятия, а также большие глубины кровли фундамента. Полученный материал показал невозможность большого сокращения пространства по надвигам, поскольку в основных таких предполагаемых разломах (Зангинском и Главном Кавказском) глубина кровли фундамента в смежных блоках оказалась близка: 16.9/17.3 км в первом и 10.3/7.6 во втором. Структура не позволяет также применить в каком-либо месте схему дуплекса с надвиганием в нем подошвы всего чехла на его же кровлю. Ширина бассейна осадконакопления Большого Кавказа (с учетом «зияния» 7 км) составила 241 км в доскладчатом состоянии и 167 км – в современном виде; само сокращение оказалось незначительным – 74 км ($K = 1.44$).

Полученные данные не подтверждают концепцию существования на месте Большого Кавказа океана Неотетис, имевшего ширину в сотни километров, и субдукции океанической коры с осадками над ней при формировании складчатой структуры.

Работа выполнена в рамках тематики государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН номер FMWU-2022-0011.

Рис. 1. Материалы полного сбалансированного пересечения восточной части Большого Кавказа. А – Тектоническая схема региона и расположение линий структурных профилей. Б – Общее пересечение Большого Кавказа в структурных ячейках, профили 11, 1, 9, 12 на стадии 3, современной, в аксонометрической диметрической проекции. В – Обозначения стратиграфических подразделений в осадочном чехле в ячейках, выборочно

Таблица

Основные параметры структурных ячеек полного пересечения, определяемые при построении сбалансированной модели осадочного чехла

Ячейка, рис. 1 Б	Профиль, тектонич. зона	L0 доскладч. длина, стадия 1, км	L1 соврем. длина, стадия 3, км	Сокращение $K = L0/L1$	Глубина фундамента, соврем. км	Амплитуда поднятия и размыва, км	Разница глубин фундамента (стадии 3-1), км
1	11 В	14.3	6.8	2.12	-17.0	12.7	-3.0
2	11 В	14.3	7.7	1.86	-16.9	9.1	-2.9
3	11 К	10.6	4.1	2.56	-17.3	17.3	-3.8
4	11 К	6.5	2.5	2.60	-16.9	13.0	-5.4
5	11 К	12.8	2.5	5.19	-30.8	28.8	-19.3
6	1 Тф	5.6	3.1	1.79	-9.7	11.6	2.2
7	1 Тф	8.2	2.7	3.03	-17.4	18.7	-5.5
8	1 Тф	8.1	3.9	2.08	-10.3	14.5	1.6
9	9 Шх	8.3	5.3	1.59	-7.6	7.9	2.2
10	9 Шх	10.2	5.2	1.92	-7.8	11.0	2
11	9 Шх	14.7	9.2	1.61	-8.6	7.2	1.2
16	12 СД	18.5	10.9	1.69	-0.1	11.1	6.5
17	12 СД	12.7	8.5	1.49	-1.0	8.1	5.1
18	12 СД	12.2	10.1	1.20	-1.5	6.5	5.2
19	12 СД	18.7	18.0	1.03	0.5	7.3	7.1
20	12 СД	13.5	12.9	1.04	-1.9	5.2	4.9
21	12 ИД	17.9	15.8	1.14	-3.3	4.3	3.4
22	12 ИД	17.1	16.1	1.06	-2.0	4.5	4.1
23	12 ИД	18.1	17.2	1.05	-2.9	3.2	2.9
24	12 ИД	13.6	12.0	1.15	-3.7	3.2	2.3

Автор выражает признательность Е.А. Рогожину за предоставленный в 2019 году структурный профиль «Дашагыл».

Литература

1. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
2. *Шолто В.Н.* Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 167 с.
3. *Яковлев Ф.Л.* Многограновый деформационный анализ линейной складчатости на примере альпийского Большого Кавказа. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. ИФЗ РАН, 2015. 472 с.
4. *Яковлев Ф.Л.* Реконструкция складчато-разрывных структур в зонах линейной складчатости по структурным разрезам. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2017. 60 с.
5. *Adamia S., Alania V., Chabukiani A. et al.* Great Caucasus (Caucasioni): a long-lived north-Tethyan back-arc basin // *Turkish J. Earth Sci.* 2011. № 20 (5), P. 611–628.
6. *Cowgill E., Forte A.M., Niemi N., Avdeev B. et al.* Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance // *Tectonics.* 2016. № 35 (12). P. 2918–2947.
7. *Yakovlev F., Gaidzik K., Voytenko V.N., Frolova N.S.* Balanced cross-section restoration in a complicated folded hinterland structure: Shilbilisaj profile, Talas ridge, Caledonian Tien Shan // *Terra Nova.* 2023. № 35 (1). P. 1–14.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Мазарович А.О., Абрамова А.С., Добролюбова К.О., Зарайская Ю.А., Мороз Е.А., Соколов С.Ю.</i> Оползни на норвежской континентальной окраине и вероятность их возникновения.....	3
<i>Макеев В.М., Пикулик Е.А., Макеева Е.А.</i> Неотектоническая зональность области сочленения Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины.....	8
<i>Мальшиев Д.Г., Эрнст Р.Э., Иванов М.А.</i> Геологическое строение и история формирования вулкана Самодива Монс, квадрант V-29, Венера.....	12
<i>Маринин А.В., Твритинова Т.Ю.</i> К вопросу о причинах сложных тектодинамических обстановок в структурах Горного Алтая по результатам тектонофизических исследований.....	16
<i>Махия Е.И., Колодяжный С.Ю., Устинова М.А., Шалаева Е.А., Данцова К.И.</i> Особенности позднеальпийской тектоники Сочи-Краснополянского сектора Большого Кавказа	20
<i>Межеловская С.В., Асафов Е.В., Кошлякова А.Н., Тобелко Д.П., Межеловский А.Д.</i> Изотопно- геохронологическая характеристика метаосадочных пород виленгской свиты, Ветреный пояс	24
<i>Миннебаев К.Р., Куликова А.В., Семенова Д.В., Котлер П.Д., Силантьев В.В.</i> Состав и источники сноса терригенных отложений Южно-Татарского свода (Республика Татарстан).....	28
<i>Митрохин А.Н., Неволин П.Л.</i> Место левосдвигового кинкбанда в истории формирования Комсомольского рудного района	32
<i>Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.</i> Численное моделирование формирования напряжённо-деформированного состояния земной коры в процессе образования системы транскоровых интрузий	36
<i>Низовцев В.В.</i> К теории шарьяжей.....	39
<i>Никишин А.М., Петров Е.И., Алёшина К.Ф., Родина Е.А., Вержбицкий В.Е., Мальшиев Н.А., Татаринов В.Ю., Фоулджер Дж.Р.</i> Арктический океан: новые геолого- геофизические данные и редакция модели геологического строения и истории формирования этого региона.....	43

<i>Нуртаев Б.С., Цай О.Г.</i> Древовидная модель для определения влияния различных факторов кольцевых структур, разломов и линеаментов на обнаружение рудных месторождений полезных ископаемых (территория Республики Узбекистан).....	47
<i>Обухов А.Н., Роот Д.В., Кирсанов А.М., Каламкарров С.Л., Солтан И.С., Петров А.Л.</i> Результаты геологического изучения северо-восточной окраины плато Путорана	52
<i>Пазухина А.А., Малышев С.В., Худoley А.К., Брянский Н.В., Каримов А.А., Ефремова У.С.</i> Низкотемпературная термохронология по апатиту из форланда Южного Верхоянья	56
<i>Патина И.С., Антипов М.П., Волож Ю.А., Чамов Н.П.</i> Сейсмостратиграфический анализ бассейнов закрытого типа на примере Кавказского–Каспийского региона.....	60
<i>Патрикеев П.А., Ахияров А.В.</i> Пермо-триасовый магматизм Сибирской платформы: сопутствующие геодинамические процессы и их влияние на нефтегазовые системы	63
<i>Перчук А.Л., Геря Т.В., Захаров В.С.</i> Пологая субдукция в раннем докембрии: время, причины и особенности.....	66
<i>Петрищевский А.М., Емельянова Т.А.</i> Колебательный тектогенез на конвергентных границах литосферных плит (Восточная Азия)	69
<i>Петров Г.А.</i> Нижнекаменноугольные базальт-терригенные прогибы на восточном склоне Среднего и Северного Урала: вероятные условия формирования.....	74
<i>Пискарев А.Л., Киреев А.А., Овсянникова Е.С., Савин А.А., Смирнов О.Е.</i> Строение хребта Гаккеля и его рифтовой долины	77
<i>Мотова З.Л., Плюсин А.В., Томилина Е.М., Фомин В.А.</i> Состав пород непской свиты венда по результатам изучения ядра глубокой скважины с территории Непского свода Непско-Ботуобинской антеклизы	82
<i>Пономарев О.Б.</i> Этапы соленакопления в геодинамической истории Русской платформы.....	85
<i>Попков В.И., Попков И.В.</i> Очаги дилатансии в глубоких горизонтах нефтегазоносных осадочных бассейнов как следствие вторжения глубинных флюидов	91
<i>Потапов И.Л., Поповасев К.С., Пыстин А.М.</i> Сравнительный анализ складчатых структур докембрийских образований Приполярного и Полярного Урала	94

<i>Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Журавлева Н.Д.</i> Деформации позднепалеозойских осадочных комплексов в Южном Приуралье в свете проблемы стратиграфической представительности разрезов нижнего отдела пермской системы	99
<i>Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Проскурнин В.Ф.</i> Особенности металлогении и генезиса щелочно- карбонатитовых комплексов складчатых поясов (Таймыр и Центрально-Азиатский пояс).....	103
<i>Проскурнин В.Ф.</i> Проблемы тектоно-минерагенического районирования Центрального сектора Российской Арктики – Центрально-Таймырский шов и Горячее пятно Таймыра	106
<i>Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Хубанов В.Б.</i> Эклогиты неркаюского метаморфического комплекса (Приполярный Урал): первые результаты U-Pb датирования циркона	111
<i>Пыстина Ю.И.</i> Минералогические критерии для разделения и корреляции докембрийских метаморфических толщ (Приполярный Урал).....	115
<i>Ребецкий Ю.Л., Тверитинова Т.Ю.</i> Тектоника орогенов тихоокеанского типа и механизм формирования напряженного состояния в зонах субдукции.....	118
<i>Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.</i> Комплексование методов Ребецкого и Расцветаева для реконструкции палеонапряжений по совокупностям разрывных структур разного генезиса.....	122
<i>Родина Е.А., Никишин А.М., Алешина К.Ф.</i> Проявления магматизма на При-Лаптевоморской части континентальной окраины Евразийского бассейна.....	127
<i>Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Дубенский А.С., Хейдари М., Рашиди Б., Полецук А.В.</i> Эффективность комплексного анализа тектоники, магматизма, металлогении и геологии углеводородов; некоторые проблемы.....	132
<i>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Шаццлло А.В., Латышева И.В., Федюкин И.В., Новикова А.С., Маслова О.А., Данцова К.И., Драздова А.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С.</i> Возрасты детритового циркона из нижнеплейстоценовых кварцевых песков раннепалеолитической стоянки Кермек (Таманский полуостров): значение для раннечетвертичной палеогеографии Западного сегмента Большого Кавказа и западного Предкавказья	136

<i>Рязанцев А.В., Каныгина Н.А., Левкова Б.Д., Георгиевский А.А., Травин А.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С.</i> Вендский и кембрийский возраст протолита метаморфических пород в Восточных Мугоджарах (Западный Казахстан), девонский возраст эклогитового, гранулитового и амфиболитового метаморфизма	141
<i>Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Гуцина М.Ю., Силаева О.М., Ерофеева К.Г., Устинова В.В.</i> Пассивный рифтогенез Карельского кратона 2.1 млрд лет назад	145
<i>Секерина Д.Д., Егоров А.С.</i> Эволюционная последовательность проявления геодинамических обстановок Рудного Алтая, определивших рудогенез Змеиногорского рудного района	149
<i>Симонов Д.А., Захаров В.С.</i> Сейсмотектонический анализ катастрофического землетрясения в юго-восточной Турции 6 февраля 2023 года	153
<i>Сколотнев С.Г., Пейве А.А.</i> Влияние мантийных неоднородностей на структурообразование в осевой зоне срединно-атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелл (Северная Атлантика)	157
<i>Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Максимов О.А., Кервинен А.В., Медведев П.В.</i> Архейские полосчатые железистые кварциты как индикаторы гидротермальной активности в древних океанах и их роль для интерпретации геодинамических процессов	161
<i>Смирнов В.Н., Крылов И.А.</i> Определение напряженного состояния в Нагаевском активном разломе по данным анализа тектонической трещиноватости (Северное Приохотье)	165
<i>Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Заика В.А.</i> Литогеохимические особенности нижнепермских терригенных отложений береинской свиты Нора-Сухотинского террейна, восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса	168
<i>Смолякова А.Е., Владимиров В.Г.</i> Условия формирования магматических камер при коллизионном орогенезе (на примере Баянкольского гранитоидного массива, Западный Сангилен, ЮВ Тува)	172

<i>Соколов С.А., Юшин К.И., Сизов А.В.</i> Позднечетвертичные надвиги южного склона хр. Хан-Хухэй (северо-западная Монголия).....	175
<i>Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Шкарубо С.И., Ананьев Р.А., Мороз Е.А., Зарайская Ю.А.</i> Неотектоника восточной части шельфа Баренцева моря: сейсмичность и разломы.....	179
<i>Стогний Г.А., Стогний В.В.</i> Модели Центрально-Алданского золотоносного района по материалам геофизического профиля 3-ДВ.....	184
<i>Стрельников А.А.</i> Палеосейсмологические исследования Джумгальской впадины.....	188
<i>Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Стифеева М.В.</i> Термохронологические исследования пород Беломорской провинции: сравнение скоростей остывания пород отдельных блоков.....	190
<i>Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стафеев А.Н.</i> Влияние Уфимского выступа фундамента Восточно-Европейской платформы на новейшую тектонику и геодинамику Среднего и Южного Урала.....	192
<i>Тверитинова Т.Ю., Никитин М.Ю.</i> Горно-Крымский ороген – закономерный элемент в системе краевых орогенов Тетического пояса.....	195
<i>Тевелев А.В., Мосейчук В.М., Володина Е.А., Кошелева И.А.</i> Новые данные о вендско-ордовикском магматизме Уфалейского метаморфического блока (Средний Урал).....	201
<i>Терехов Е.Н.</i> Состав и тектоническое положение раннерифейских вулканитов района Финского залива и субщелочных гранитов Лапландии в свете проблемы генезиса рапакиви.....	206
<i>Ткачева А.А., Патина И.С., Фомина В.В., Головина Л.А.</i> Сравнительная характеристика тарханских отложений среднего миоцена Северного Азербайджана и Западного Предкавказья.....	210
<i>Травин В.В.</i> Метаморфизм и деформации Беломорского подвижного пояса в начале протерозоя по данным изучения даек габброноритов (~2.4 млрд лет) района села Гридино.....	212
<i>Третьяков А.А., Журавлев А.Н., Дегтярёв К.Е., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В., Третьякова К.А.</i> Неопротерозойские магматические комплексы Северного Улутау (Центральный Казахстан).....	214

<i>Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.</i> Иерархия мантийных плюмов и их геодинамические воздействия	218
<i>Трихунков Я.И., Ломов В.С., Челик Х., Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Зеленин Е.А., Юшин К.И., Соколов С.Ю., Каргиноглу Ю.</i> Тектонические аспекты Восточно-Анатолийского (Пазарджикского) и Эльбистанского (Чардакского) землетрясений 06.02.2023 в Турции.....	223
<i>Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Ломов В.С., Соколов С.А., Шалаева Е.А., Юшин К.И.</i> Неотектонические деформации речной сети Западного Кавказа и Предкавказья	227
<i>Тучкова М.И., Соколов С.Д., Моисеев А.В.</i> Осадочные бассейны Восточной Арктики в триасовое время – обзор палеореконструкций	232
<i>Устинова В.В., Степанова А.В., Самсонов А.В., Бессмертный К.Н., Ерофеева К.Г., Силаева О.М.</i> Базальты ятулия в Сегозерской структуре центральной Карелии: состав, условия формирования и корреляции	235
<i>Фомина В.В., Патина И.С., Ткачева А.А., Байрамова Ш.Ш., Попов С.В., Застрожнов А.С.</i> Строение олигоцен-миоценовых разрезов Северного Азербайджана по первым результатам полевых исследований	239
<i>Худoley А.К., Алексеев Д.В., Кушнарёва А.В.</i> Неопротерозойские диамиктиты Тянь-Шаня.....	241
<i>Цуканов Н.В., Федоров П.И., Коваленко Д.В.</i> Изотопно-геохимическая гетерогенность глубинных источников позднемеловых-раннепалеогеновых вулканических пород Ветловского и Озерновско-Валагинского террейнов Восточной Камчатки	245
<i>Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б.</i> Ангаро-Витимская крупная изверженная провинция (Забайкалье, Россия): обзор U-Pb и Lu-Hf изотопных данных, петрогенетические и геодинамические следствия	249
<i>Шарыгин И.С., Головин А.В.</i> Влияние кимберлитового расплава на геохимические характеристики мантийных ксенолитов	253
<i>Шипилов Э.В.</i> К характеристике Хатангско-Ломоносовской трансрегиональной зоны сдвига по результатам разноуровневых геолого-геофизических исследований	257

<i>Шмелев В.Р., Мэн Ф.-С.</i> Новый аспект позднепалеозойской субдукции Восточно-Европейской континентальной окраины (на примере эклогит-перидотитовых комплексов Полярного Урала).....	264
<i>Яковлев В.А., Куйбида М.Л., Шелепов Я.Ю., Чугаев А.В., Викентьев И.В.</i> Роль структурно-тектонических факторов в формировании девонского бимодального вулканизма Рудного Алтая.....	268
<i>Яковлев Ф.Л.</i> Полное сбалансированное структурное пересечение восточной части Большого Кавказа и проблема оценки ширины бассейна Неотетиса.....	272

Научное издание

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ:
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2024**

Материалы LV Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 12.01.2024
Формат 62×94¹/₁₆. Бумага офсет № 1,80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 18,0 пл. Тираж 25 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.