



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

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

Том I

МОСКВА
2018

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ



Материалы 50 (L) тектонического совещания. Том I. 2018

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

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ

Материалы I Тектонического совещания

Том 1

Москва
ГЕОС
2018

УДК 549.903.55 (1)
ББК 26.323
Т 67

**Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии.
Том 1. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС,
2018. 432 с.**

ISBN 978-5-89118-762-7

Ответственный редактор
К.Е. Дегтярев

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ),
проект № 18-05-20010

На 1-ой стр. обложки: Северная Земля, берег р. Матюшевича, деформированные девонские песчаники (фото В.Ф. Проскурнина).

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2018
© ГЕОС, 2018

Высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: корни раннедокембрийских орогенов

Изучение раннедокембрийских орогенов, таких, как Беломорский подвижный пояс (БПП) в восточной части Фенноскандинавского щита, позволяет выявить сходство и различие тектонических процессов в древней и современной истории Земли. Беломорский пояс сложен супракрустальными и интрузивными породами мезо- и неоархей, метаморфизованными и деформированными в ходе двух орогенных событий – неоархейского и палеопротерозойского, и интрузивными породами раннего палеопротерозоя, внедрившимися в супракрустальные толщи БПП в период стабилизации и рифтогенеза [1]. Изучение высокоградного метаморфизма и сопряжённых деформаций БПП позволяет определить характер процессов, происходивших в основании раннедокембрийских орогенов.

Исследования последнего времени [2, 3] показали широкое развитие в БПП протерозойских процессов, связанных с развитием Лапландско-Кольского орогена [4]. Однако среди метаморфических пород протерозойского возраста присутствуют реликты пород с неоархейскими минеральными парагенезисами [5–7], в том числе и образовавшимися в условиях высокобарной гранулитовой фации [3, 8]. Среди гранулитов выделяются метапелиты (с парагенезисом кианит + ортоклаз), метаграувакки, известково-силикатные породы и метабазиты (гранатовые гранулиты). Парাপороды, образующие осадочные ритмы (метапелиты / метаграувакки / известково-силикатные породы), мигматизированы и рассланцованы. Вместе с ними рассланцованы и метаморфизованы основные породы, залегающие среди парагнейсов. Реликты архейских гранулитов пока надёжно установлены только в пределах Чупинского парагнейсового пояса (от ст. Жемчужной до Поньгом-губы), но, вероятно, их следует ожидать и в других частях БПП. *P–T*-условия неоархейского высокобарного гранулитового метаморфизма, по нашим определениям, лежат в интервале 700–850°C и 8.5–15 кбар (поле стабильности кианита), а его возраст оценивается как 2.7–2.65 млрд лет [3, 6, 7]. Гранули-

¹ Институт геологии и геохронология докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, Москва, Россия

товые парагенезисы связаны с архейскими покровами, сформированными в ходе Беломорской коллизии [9, 10]. С мигматизированными метapelитами гранулитовой фации тесно ассоциируют небольшие тела гранатовых лейкогранитов (Долгое озеро, Слюдозеро, Вицеваракка и др.).

Палеопротерозойские высокобарные гранулиты встречаются в виде реликтов среди пород амфиболитовой фации. Они установлены нами в метаморфизованных основных интрузиях раннего–среднего палеопротерозоя, среди кианитовых гнейсов и как реликты среди мигматизированных амфиболитов и амфиболовых гнейсов в осевой и восточной частях БПП (Чупинская и Хетоламбинская пластины). Основные и средние гранулиты представлены массивными породами без сланцеватости, иногда образуют неправильные гнёзда и жилы среди базитов, а также неориентированные прожилки в амфиболитах. Мигматизация гранулитов в основном незначительна, жилы лейкосомы, синхронные с гранулитами, не имеют предпочтительной ориентировки. Наложенное на пиковые парагенезисы рассланцевание происходит на фоне снижения P – T -параметров метаморфизма. Во всех гранулитах, включая массивные, проявлены признаки ретроградных изменений, прослеживаемых вплоть до условий среднетемпературной амфиболитовой фации. В области эклогитизации палеопротерозойских базитов высокобарные гранулитовые парагенезисы накладываются на эклогитовые, замещая их. Среди глинозёмистых парагнейсов (метapelитов) также встречаются палеопротерозойские гранулиты, часто интенсивно мигматизированные. Визуально они неотличимы от глинозёмистых гнейсов, метаморфизованных в амфиболитовой фации, и выявляются с использованием термобарометрических методов. По нашим оценкам, пиковые P – T -условия палеопротерозойского высокобарного гранулитового метаморфизма заметно превышали условия архейского метаморфизма и достигали 800–980°C и 15–25 кбар. Эти значения, как и P – T -параметры неархейского высокобарного гранулитового метаморфизма, относятся к области устойчивости кианита. P – T -тренд регрессивных изменений в палеопротерозойских высокобарных гранулитах прослеживается через поле высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (650–750°C, 8–12 кбар) до условий среднетемпературной амфиболитовой фации (560–650°C, 5–7 кбар).

Тела палеопротерозойских высокобарных гранулитов были вовлечены в надвигообразование, связанное с Лапландско-Кольской коллизией, и смяты в лежачие складки, с которыми связан метаморфизм амфиболитовой фации, наложенный на гранулиты. Одновременно с надвигообразованием происходила интенсивная мигматизация, определяющая

современный облик пород БПП. Время проявления палеопротерозойского гранулитового метаморфизма по данным U-Pb датирования можно оценить, как 1.94–1.90 млрд лет [3, 11], что близко к возрасту формирования лапландских гранулитов [12]. Однако, при близости пиковых температур гранулитов БПП и Лапландского гранулитового пояса [12], последние сформированы при более низких давлениях – в поле устойчивости силлиманита [12]. Этот вывод соответствует представлениям о Лапландском гранулитовом поясе как аллохтоне, надвинутом на форланд Лапландско-Кольского орогена, которым в палеопротерозое являлся Беломорский пояс [13].

Таким образом, в пределах Беломорского подвижного пояса выявлены два периода формирования высокотемпературных гранулитов – неоархейский и палеопротерозойский. Высокие давления гранулитового метаморфизма соответствуют режиму коллизии “континент–континент” [14], что согласуется с другими признаками коллизионных событий в БПП – образованием архейских и протерозойских покровов [2, 9, 10, 14] и внедрением тел лейкогранитов. Высокотемпературные гранулиты отображают условия и возраст пика метаморфической эволюции нижней (утолщённой) коры неоархейского Беломорского [9, 10, 15] и палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионных орогенов [2, 4, 13], а последующие регрессивные преобразования гранулитов отражают их вывод на уровень средней коры. Более высокие давления на пике палеопротерозойского метаморфизма, вероятно, указывают на коллизию больших масс, чем в неоархее.

Работа поддержана грантом РФФИ № 17-05-00265.

Литература

1. Слабунов А.И., Балаганский В.В., Гуо Д. и др. // Материалы XLVIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2016. С. 167–170.
2. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.
3. Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А. и др. // ДАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 71–74.
4. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. // Geol. Soc. London Mem. 2006. V. 32. P. 579–598.
5. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
6. Левченков О.А., Володичев О.И., Зингер Т.Ф. и др. // ДАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 235–238.
7. Балаганский В.В., Бибикова Е.В., Богданова С.В. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.

8. Седова И.С., Глебовицкий В.А., Семёнов А.П. // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 150–170.
9. Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Слабунов А.И. и др. Глава 3: Беломорский подвижный пояс // Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. С. 176–287.
10. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С. и др. // ДАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226–229.
11. Азимов П.Я., Слабунов А.И., Степанова А.В. и др. // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 13–17.
12. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В. и др. // ДАН. 2009. Т. 428. № 6. С. 792–796.
13. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. // Вестник КНЦ РАН. 2016. № 3 (26). С. 5–11.
14. Brown M. // Geol. Soc. Spec. Publ. 2009. V. 318. P. 37–74.
15. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.

**Т.И. Аронова, Р.Р. Сероглазов, В.А. Аронов, О.Н. Ацута,
Г.А. Аронов¹**

Сейсмогенерирующие зоны западной части Восточно-Европейской платформы

Территория Беларуси и стран Балтии представляет единый сейсмо-тектонический регион в западной части Восточно-Европейской платформы, имеющий сходное геологическое развитие и общие современные геодинамические условия. В целом, регион характеризуется относительно слабой сейсмической активностью, однако в его пределах происходили достаточно сильные сейсмические события, как в исторический период, так и на современном этапе с сейсмическими событиями умеренных магнитуд $M \leq 5.5$. Характерным подтверждением этому являются Осмуссаарское землетрясение (1976 г.) и серия Калининградских землетрясений (2004 г.), которые ощущались на территории ряда стран, в том числе и в Беларуси с интенсивностью сотрясений 3–4 балла.

В результате изучения литературных и архивных источников, баз данных мировых и национальных сейсмологических центров были собраны материалы о 52 исторических и 18 современных инструментально

¹ Центр геофизического мониторинга НАН Беларуси, Минск, Беларусь

зарегистрированных ощутимых землетрясений. На основе этих данных был составлен каталог исторических и ощутимых землетрясений западной части Восточно-Европейской платформы [1].

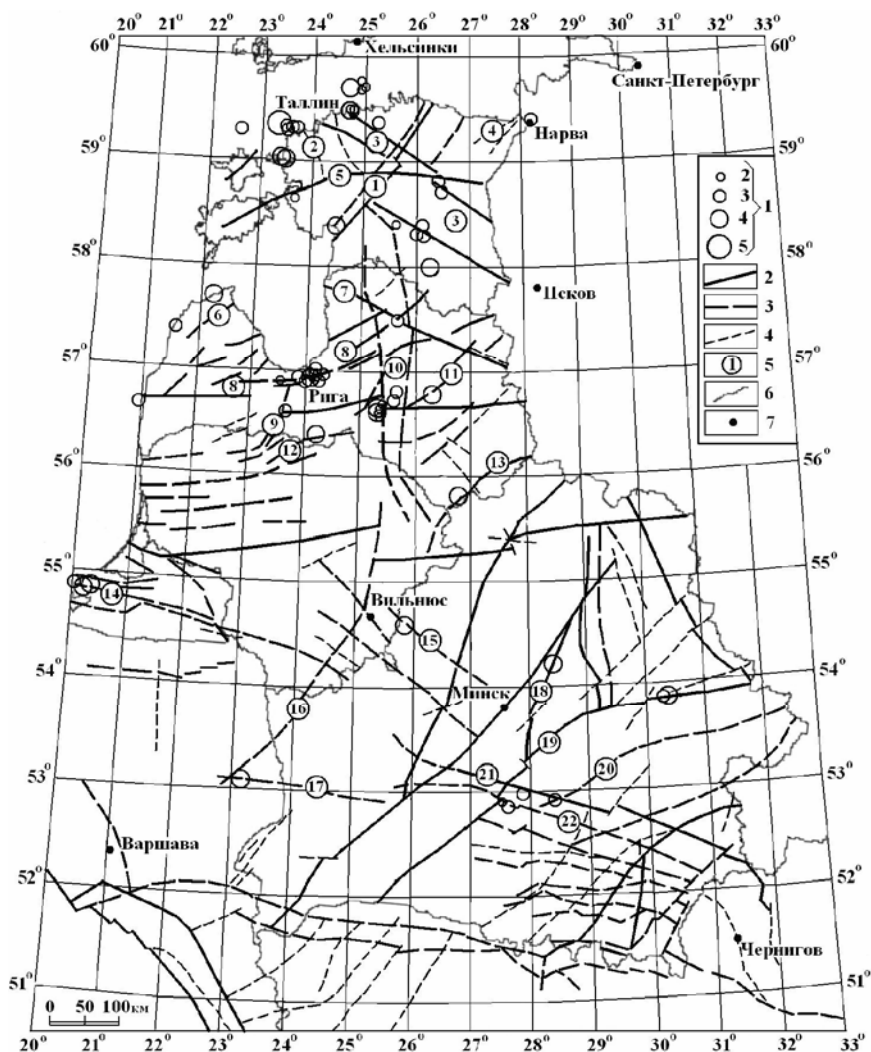
На основе данного каталога построена карта эпицентров землетрясений и основных тектонических нарушений западной части Восточно-Европейской платформы (рисунок). Разломы и разломные зоны, в которых проявилась сейсмическая активность в разное историческое время, обозначены кружком и пронумерованы. Сопоставление распределения эпицентров землетрясений с тектоническими нарушениями в регионе показывает, что очаги землетрясений в основном расположены в зонах разломов. Крупные субширотные и субмеридиональные разломы создают сложную блоковую структуру региона. Некоторые разломы или их звенья не проявили пока сейсмической активности, однако это не свидетельствует о том, что они не сейсмогенны. Разломы и разломные зоны, обозначенные на карте, систематизированы и выделены в следующие сейсмогенерирующие зоны.

1. Осмуссаарская зона. Разломы преимущественно северо-восточного простирания проявляются в фундаменте и частично в чехле. На северо-западном окончании Палдийско-Псковской разломной зоны произошла серия землетрясений: 1602 г. с магнитудой 3.8, 1853 г. ($M=1.2$), 1869 г. ($M=2.5$), 1931 г. ($M=3.0$). К Вихтерпалускому разлому приурочена серия из пяти ощутимых инструментально зарегистрированных землетрясений в Эстонии, о. Осмуссаар в 1976 г. с магнитудами (4.7, 3.5, 3.0, 3.5, 3.0). На северо-западном окончании Тартуского разлома субширотного простирания произошло землетрясение в 1844 г. ($M=2.5$). К этой зоне можно отнести землетрясения 1827 г. ($M=4.0$), 1858 г. ($M=3.0$), 1877 г. ($M=4.2$).

2. Западно-Эстонская зона. Эпицентр землетрясения 1670 г. ($M=3.9$) совпадает с Пярно-Тапаской зоной разломов северо-восточного простирания.

3. Навская зона, в ней выделяется несколько разломных зон северо-восточного простирания. Эпицентр землетрясения 1881 г. ($M=3.2$) приурочен к Ахтмескому разлому северо-восточного простирания.

4, 5. Центрально-Эстонская зона. В ней отмечается две группы эпицентров землетрясений: 4 – северная и 5 – южная. К северной зоне относятся два землетрясения 1987 г. ($M=3.0$) и 1988 г. ($M=2.9$), которые расположены в зоне пересечения восточных окончаний разломов Тартуского и Палдийско-Псковского. К южной зоне относятся землетрясения: 1909 г. ($M=1.9$), 1987 г. ($M=2.7$, 3.5 и 2.9) расположенные вдоль Палдийско-Псковской разломной зоны северо-западного простирания и землетрясение 1823 г. ($M=3.9$).



Карта эпицентров землетрясений и основных тектонических нарушений запада Восточно-Европейской платформы: 1 – магнитуда землетрясений; 2–4 – разломы и зоны разломов: 2 – суперрегиональные, ограничивающие крупнейшие надпорядковые структуры; 3 – региональные; 4 – субрегиональные; 5 – наименования разломов или их зон (цифры в кружках: 1 – Пярну-Таласская зона, 2 – Вихтерпалуский, 3 – Палдийско-Псковская зона, 4 – Ахтмеский, 5 – Тартуский, 6 – Курземско-Пярнская зона, 7 – Северо-Латвийский, 8 – Лиепайско-Рижская зона, 9 – Таурагско-Огрский, 10 – Восточно-Латвийская зона, 11 – Гулбекский, 12 – Тяльшайско-Эрглинская зона, 13 – Восточно-Литовский, 14 – Прегольская зона, 15 – Ош-

мянский, 16 – Верхненеманский, 17 – Свислочский, 18 – Борисовский, 19 – Стоходско-Могилевский, 20 – Кричевский, 21 – Северо-Припятский, 22 – Речицкий); 6 – государственная граница 7 – город

6. Курземская зона. Эпицентры землетрясений 1785 г. ($M=3.5$), 1857 г. ($M=4.5$) совпадают с активной Курзеско-Пярнской зоной разломов северо-восточного простирания.

7. Рижская зона. Эпицентры землетрясений: 1783 г. ($M=2.5$), 1807 г. ($M=3.0$), 1853 г. ($M=3.5$), 1854 г. ($M=2.9$), 1870 г. ($M=3.5$, 2.9 и 2.5), 1907 г. ($M=3.5$), 1908 г. – семь землетрясений с магнитудами (2.9, 2.9, 4.5, 3.5, 4.5, 3.5 и 2.9), 1909 г. ($M=3.5$), 1910 г. ($M=4.0$) совпадают с разломами, образующими Лиепайско-Рижскую систему разломов северо-восточного простирания.

8. Восточно-Латвийская зона. Здесь эпицентры землетрясений совпадают с узлом пересечения трех разнонаправленных зон активных разломов: меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. К Центрально-Прибалтийской зоне приурочены эпицентры шести землетрясений 1821 г. с магнитудами (2.5, 4.0, 2.5, 2.5, 4.5, 2.5), 1853 г. ($M=2.9$), 1853 ($M=1.2$). К Таурагско-Оргскому разлому северо-восточного простирания приурочено землетрясение 1896 г. ($M=3.5$). К Гулбекскому разлому приурочено землетрясение 1908 г. ($M=4.5$). В зоне пересечения Северо-Латвийского разлома и Лиепайско-Рижской системы разломов расположен эпицентр землетрясения 1908 г. ($M=3.5$). Землетрясение 1616 г. ($M=4.1$) приурочено к Тяльшяйско-Эрглинской разломной зоне.

9. Даугавпилсская зона. Землетрясение 1908 г. ($M=4.5$) приурочено к Восточно-Литовскому разлому северо-восточного простирания.

10. Калининградско-Литовская зона. Она расположена на западном продолжении Курземско-Полоцкого пояса разломов. В его Прегольской зоне расположены эпицентры серии Калининградских землетрясений 2004 г. с магнитудами 4.1, 4.3 и 3.0 [2].

11. Ошмянская зона. Эпицентр землетрясения 1908 г. ($M=4.5$) приурочен к Ошмянскому разлому северо-западного простирания.

12. Волковыско-Белостокская зона. К зоне пересечения разломов Свислочского субширотного простирания и Верхненеманского северо-восточного простирания приурочен эпицентр землетрясения 1803 г. ($M=3.6$).

13. Минская зона. Эпицентр землетрясения 1887 г. ($M=3.7$) приурочен к Борисовскому доплатформенному разлому северо-восточного направления.

14. Припятская зона. Характеризуется зонами пересечения доплатформенных разломов северо-восточного направления и платформенных северо-западного простирания. Так, к Северо-Припятскому суперрегиональному разлому приурочен эпицентр землетрясения 1983 г. ($M=2.8$). В зоне пересечения Северо-Припятского суперрегионального и Кричевского доплатформенного разломов расположен эпицентр землетрясения 1985 г. ($M=3.1$). К зоне пересечения Речицкого разлома и доплатформенного Стоходско-Могилевского суперрегионального разлома приурочены эпицентры землетрясений 1978 г. ($M=3.5$), 1998 г. ($M=1.9$ и 0.8).

15. Могилевская зона. Эпицентры двух исторических землетрясений 1893 г. ($M=3.5$), 1896 г. ($M=4.0$) приурочены к доплатформенному Стоходско-Могилевскому суперрегиональному разлому.

Землетрясения западной части Восточно-Европейской платформы приурочены к определенным наиболее активным в сейсмическом отношении зонам разломов или к зонам их пересечения. Для региона характерны диагональные системы региональных тектонических нарушений СЗ–ЮВ и ЮЗ–СВ направлений. Глубинные разломы, пассивные в течение длительного геологического времени, могут активизироваться и генерировать землетрясения. Характерным подтверждением этому являются Калининградские землетрясения 2004 г. [2]. Современная сейсмическая активность южной и центральной части этого региона несколько ниже по сравнению с северной и северо-западной его окраинами. Наблюдается увеличение сейсмотектонического потенциала региона в северо-западном направлении, на который оказывает влияние современный формирующийся рифт в пределах Ботнического и Финского заливов Балтийского моря.

Литература

1. Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К., Сафронов О.Н., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И. Сейсмотектоническое районирование западной части Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. / Кн. 1: Землетрясения; Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 368–381.

2. Aronov A.G., Seroglazov R.R., Aronova T.I., Safronov O.N. Kaliningrad earthquake of September 21, 2004 and seismic hazard forecast in the Belarusian-Baltic region // Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica. 2006. Vol. 41 (3-4). P. 369–376.

Природа плиоцен-четвертичных поднятий земной коры на докембрийских кратонах

В настоящее время главной глобальной концепцией в геодинамике является тектоника плит. Она была предложена в первую очередь на основе геофизических и геологических данных по океаническим областям [1, 2 и др.]. В первом приближении эта концепция достаточно хорошо описывает дрейф крупных литосферных плит и тектонические процессы, происходящие под океанами. В дальнейшем она была применена для описания основных типов тектонических движений на континентах. Поднятия коры увязывались в первую очередь со сжатием [3 и др.]. Быстрые крупные погружения коры, следуя [4], стали объяснять ее сильным растяжением [5 и др.]. В тектонике плит сильные сжатия и растяжения коры на континентах предполагаются вблизи границ между плитами – конвергентными и дивергентными. На территории России вблизи конвергентной границы в настоящее время расположены Курильские острова и Камчатка, а дивергентная граница проводится по Байкалу, впадинам Байкальского типа и по Момской рифтовой зоне. Преобладающую часть площади континентов, в том числе и России, занимают внутриплитные области, где существенных горизонтальных деформаций коры не наблюдается. Тем не менее, в плиоцен-четвертичное время на ~90% площади континентов произошли быстрые поднятия коры, и в результате возникло большинство современных горных хребтов, высоких плато, кристаллических щитов и других положительных форм рельефа. Судя по общему объему сформированного рельефа, эти новейшие поднятия коры представляют собой самое мощное тектоническое явление в континентальной литосфере, не зависящее непосредственно от горизонтальных движений плит.

Для объяснения поднятий континентальной коры помимо ее сильного сжатия, предлагались динамическая топография, создаваемая конвективными течениями в мантии, подъем мантийных плюмов, полная или частичная деляминация мантийной литосферы и магматический андерплейтинг (см. обзор в [6]). Эффективность этих механизмов луч-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

² Институт геологии рудных месторождений минералогии, петрографии и геохимии РАН

³ Институт минералогии и кристаллохимии, Штутгартский университет

⁴ Музей земледования МГУ имени М.В. Ломоносова

ше всего проверить по данным о докембрийских кратонах, занимающих около 70% площади континентов. Сильное сжатие коры завершилось в них полмиллиарда лет назад или раньше. Тем не менее, в новейшую эпоху эти структуры испытали поднятия от 100–200 м на основной части площади Восточно-Европейской платформы и на северо-западе Африканского континента до 1000–2000 м на кратоне Конго и в Восточной Сибири.

Большая мощность мантийной литосферы под докембрийскими кратонами (100–200 км [7]) вместе с ее низкой плотностью исключают деляминацию этого слоя и магматический андерплейтинг как основные причины новейших поднятий. Течения в мантии способны обеспечить лишь небольшие поднятия коры на континентах ≤ 100 м [8], а динамическая топография на кровле астеносферы, перекрытой докембрийской литосферой толщиной 150–250 км, может привести к образованию на поверхности Земли только плавных склонов шириной в сотни километров и более. Во многих областях новейшие поднятия осложнены, однако, многочисленными неоднородностями – склонами высотой от нескольких сотен метров до километра и шириной всего лишь в десятки километров. Их формирование указывает на разуплотнение пород на глубинах, сравнимых с шириной склонов, т.е. в пределах земной коры.

Возможность разуплотнения обеспечивается денудацией с поверхности коры мощных толщ, на что указывает широкое распространение на поверхности докембрийского фундамента пород, образовавшихся при давлениях 0.2–0.4 ГПа и до 0.8–1.0 ГПа в отдельных областях [8]. Это означает, что породы, которые находятся сейчас в средней и нижней коре, также образовались при значительно более высоких давлениях, чем те, которые характерны для них в настоящее время. Как следует из анализа фазовых диаграмм для типичных пород земной коры, сильное понижение давления и температуры, может привести к значительному уменьшению их плотности за счет повторного метаморфизма – диафореза. Метаморфические реакции гидратации происходят, однако, только в присутствии флюидов. Поднимаясь из глубины, тяжелые высоко- и среднетемпературные породы были метастабильными пока они оставались сухими. Быстрый метаморфизм с разуплотнением произошел в них в новейшую эпоху при инфильтрации в земную кору больших объемов флюидов. Анализ фазовых диаграмм для главных типов метаморфических пород, распространенных в континентальной коре (метабазиты, гнейсы, метапелиты и др.), показывает, что при их перемещении из нижней коры в среднюю и верхнюю кору в результате повторного метаморфизма в присутствии флюида их плотность может понизиться на 3–10 % [9 и др.]. Такое разуплотнение в интервале разреза

мощностью 10–15 км должно обеспечить поднятия коры на 300–1500 м, что сопоставимо с величиной новейших поднятий на большинстве докембрийских кратонов.

Поступление в докембрийскую литосферу большого объема мантийных флюидов сильно уменьшило ее вязкость за счет эффекта Ребиндера. Проникая в зоны древних разломов, флюиды должны были резко понизить их прочность на сдвиг, облегчая смещения по разломам разделяемых ими блоков под действием ранее накопленных напряжений. В результате сильно повысилась сейсмичность докембрийских платформ, считавшихся в тектоническом отношении спокойными областями.

Сильное ускорение поднятий коры на докембрийских кратонах после периода относительной стабильности продолжительностью ~ 100 млн лет указывает на то, что за последние несколько миллионов лет в их литосферу поступил большой объем флюида. В этих условиях подвижность коры возросла, что привело к ее высокоградиентным деформациям. Легче всего флюиды проникали в зоны древних разломов, резко понижая их прочность на сдвиг. В таких условиях в разломных зонах могли возникать крупные смещения со снятием ранее накопленных напряжений, что должно было сопровождаться сильными землетрясениями. Примерами могут служить калининградское землетрясение 2004 г. магнитудой 4.7 и серия катастрофических землетрясений 1811–1812 гг. в сейсмической зоне Нью-Мадрид на Среднем Западе США с магнитудами до 7.7. Эти события указывают на необходимость более пристального отношения к сейсмическому районированию докембрийских платформ, которые занимают около 70% общей площади континентов.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-08539).

Литература

1. McKenzie D., Parker R.L. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere // *Nature*. 1967. V. 216. N 5122.
2. Isacks B., Olive J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 5855–5899.
3. Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 2625–2647.
4. Artemjev M.E., Artyushkov E.V. Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 1197–1211.
5. McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 25–32.
6. Cloetingh S., Willett S.D. TOPO-EUROPE: Understanding of the coupling between the deep Earth and continental topography // *Tectonophysics*. 2013. V. 602. P. 1–14.

7. *Schaeffer A.J., Lebedev S.* Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. P. 417–449.

8. Ранний докембрий Балтийского щита / Глебовицкий В.А. (ред.) СПб.: Наука, 2005. 711 с.

9. *Massonne H.-J., Willner A.P., Gerya T.* Densities of metapelitic rocks at high to ultrahigh pressure conditions: what are the geodynamic consequences? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 256. P. 12–27.

Е.В. Артюшков¹, П.А. Чехович^{1,2}

Хребет Ломоносова – погруженная часть Евроазиатского шельфа

Восточная часть Арктики включает ряд глубоководных впадин и подводных поднятий (с запада на восток): Евразийский бассейн, хребет Ломоносова, котловину Подводников, поднятие Менделеева и Канадскую котловину. Евразийский бассейн с корой океанического типа сформировался за последние 56 млн лет в результате раскола континента и спрединга на хребте Гаккеля. При этом хребет Ломоносова оказался отодвинутым от Баренцевского шельфа на 300–700 км. Согласно данным глубоководного бурения до миоцена хребет (по крайней мере, его центральный сегмент) оставался вблизи уровня моря [1], а затем испытал быстрое погружение на глубины 1–2 км. Большинство исследователей, следуя представлениям, изложенным в работах [2, 3], полагают, что хребет Ломоносова, дрейфующий в северо-восточном направлении, отделен от шельфа Восточно-Сибирского моря крупным трансформным разломом – Хатанга-Ломоносовским сдвигом, смещение по которому составляет 325 км. При такой трактовке геологической структуры хребет должен представлять собой террейн, и, согласно международному законодательству, не может быть включен в состав расширенного континентального шельфа России. Позднее появились данные [4, 5], заставившие усомниться в правильности этой точки зрения.

Ввиду тяжелых ледовых условий, сейсмическое профилирование в Арктике обычно проводится короткими косами (300–400 м), что обеспечивает сравнительно невысокий уровень разрешения. В 2007 г. Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) с шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль восточного склона хребта Ломоносо-

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

² Музей земледования МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ва в северном направлении был пройден профиль А7 протяженностью 832 км [5]. Для профилирования использовалась коса длиной 8100 м, что обеспечило гораздо более высокую точность построения разреза по сравнению с обычными исследованиями. Гипотетический Хатанга-Ломоносовский сдвиг в области сопряжения шельфа Восточно-Сибирского моря и хребта Ломоносова должен пересекаться профилем А7 в его средней части.

На континентах и их окраинах существует ряд крупных сдвигов, строение и свойства которых хорошо изучены [6]. Сравнительный анализ этих данных [7] позволяет определить, можно ли на профиле А7 выделить зону, отвечающую по своим характерным особенностям крупному трансформному разлому. Наиболее известной является сложная система правосторонних сдвигов, разделяющая Тихоокеанскую и Северо-Американскую плиты. Они испытывают относительное перемещение со скоростью 5 см/год [8–10]. В этой системе сдвигов лучше всего изучен разлом Сан Андреас длиной 1300 км со смещением на 470 км. Состав пород на его бортах резко различен. Так, в южной части разлома на западе залегают мезозойские граниты, перекрытые позднемеловыми и кайнозойскими мелководными осадками. На востоке к нему прилегает сложный комплекс офиолитов, зеленокаменных пород, известняков и подушечных лав, перекрытых глубоководными отложениями. На разломе часто происходят землетрясения с магнитудами $M = 6$ и более. Магнитуда самого сильного исторического землетрясения в 1903 г оценивается как $M \sim 7.8$.

Хорошо изученным является также правосторонний Северо-Анатолийский сдвиг длиной 1200 км, разделяющий Анатолийскую и Евроазиатскую плиты. Несмотря на меньшую скорость смещения (6.5 мм/год за последние 17 млн лет) разлом сейсмически более активен, чем разлом Сан Андреас (16–17 мм/год). За последние 100 лет на нем произошли 10 землетрясений с магнитудами $M \geq 7$, из них два события имели магнитуды 7.8 и 7.9. В своей западной части разлом проходит через Мраморное море, что позволило получить высокоточный поперечный разрез типа так называемой «цветковой структуры» (flower structure), характерной для многих крупных сдвигов [11]. Над разломом образовалась впадина типа pull-apart, заполненная километровой толщей воды и несколькими километрами неогеновых осадков. Впадина ограничена сбросами, которые на глубине сходятся к главному сместителю сдвига.

Трансформа Мертвого моря с левосторонним сдвигом на 105 км, разделяет Африканскую и Аравийские плиты. Поперек трансформы с запада на восток глубина залегания фундамента и мощность осадков

скачкообразно уменьшаются на 3–5 км [12]. В результате смещения по сдвигу здесь в непосредственный контакт пришли блоки коры, находившиеся ранее на большом расстоянии друг от друга. Трансформа отличается высокой сейсмичностью, и на ней происходят землетрясения с магнитудами $M = 6-7$.

Крупные сдвиги описаны также в Гвинейском заливе, в Калабрийской дуге (Западное Средиземноморье), в Новой Зеландии и во многих других областях [13, 14 и др.]. Их общей особенностью является резкое изменение характера разреза вкрест простираения сместителя. Глубина залегания синхронных стратиграфических единиц по обе стороны разрыва может различаться на многие сотни метров. Большинство крупных трансформных разломов не следует строго дугам малого круга. Поэтому сдвиговые перемещения часто сопровождаются в них в разных местах поперечными деформациями сжатия и растяжения, как, например, на разломах Сан-Андреас и Северо-Анатолийском.

Ни одна из этих особенностей, характерных для крупных сдвигов, не наблюдается в переходной области от хребта Ломоносова к шельфу. Прежде всего следует указать, что эта область асейсмична. За последние 60 лет ближайшее землетрясение с магнитудой $M = 4.7$ произошло в 200 км от нее вблизи сочленения хребта Гаккеля с шельфом, где область проявления сильных землетрясений на дивергентной границе сильно расширяется. На сейсмическом профиле А7 в зоне перехода от хребта к шельфу невозможно выделить какое-либо место, где глубины залегания основных рефлекторов в кайнозойском интервале разреза резко изменялись бы на коротком расстоянии. Это означает, что блоки на крыльях разрыва там не испытывали больших горизонтальных смещений относительно друг друга. Точно так же в осадочном чехле за последние 56 млн лет не заметно проявлений сильного сжатия или растяжения в какой-то узкой зоне. Судя по сейсмическим данным, дивергентная граница на хребте Гаккеля, по-видимому, продолжается на Лаптевский шельф и в Момскую рифтовую зону.

Изложенные данные показывают, что подводный хребет Ломоносова жестко связан с азиатским шельфом и представляет собой его естественное продолжение. Этот факт может служить веским геологическим аргументом в пользу включения хребта Ломоносова в состав расширенного континентального шельфа Российской Федерации.

Литература

1. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol. 441. P. 601–605. doi:10.1038/nature04800.

2. Драчев С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43–58.
3. Drachev S.S., Kaul N., Beliaev V.N. Eurasia spreading basin to Laptev Shelf transition: structural pattern and heat flow // Geophys. J. Int. 2003. V. 152. P. 688–598.
4. Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В. и др. Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1662–1680.
5. Казанин Г.С., Иванов Г.И. Комплексные геолого-геофизические исследования на континентальной окраине Восточно-Сибирского моря (по результатам полевых и камеральных работ 2012–2013 годов) Заседание подкомиссии по границам континентального шельфа. СПб, май 2014.
6. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 1666–1703.
7. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Хребет Ломоносова и Восточно-Арктический шельф - части единой литосферной плиты. Опыт сравнительного анализа строения сдвиговых зон // ДАН. 2017. Т. 474. № 2. С. 196–200.
8. McLaughlin R.J., Clark J.C., Brabb E.E. et al. Geologic Maps and Structure Sections of the southwestern Santa Clara Valley and southern Santa Cruz Mountains, Santa Clara and Santa Cruz Counties, California: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies. 2002. P. 2373.
9. Fuis G.S., Ryberg T., Godfrey N.J., Okaya D.A., Murphy J.M. Crustal structure and tectonics from the Los-Angeles basin to the Mojave Desert, southern California // Geology. 2001. V. 29. P. 15–18.
10. Hole J.A., Catchings R.D., St. Clair K.C., Rymer M.J., Okaya D.A., Carnery B.J. Steep-dip seismic imaging of the shallow San Andreas fault at Parkfield, California, Science.
11. Kurt H., Demirbag E., Kuscü I. Active submarine tectonism and formation of Gulf of Saros, North Aegean Sea, inferred from multi-channel seismic reflection data // Marine Geology 2000. V. 165. P. 13–26.
12. DESERT Group, Weber M., Abu-Ayyash K., A. Abueladas FA. et al. The crustal structure of the Dead Sea Transform // Geophys. J. Int. 2004. V. 156. P. 655–681.
13. Del Ben A., Barnaba C., Taboga A. Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc // Mar. Geophys. Res. 2008. V. 29. P. 1–12. doi: 10.1007/s11001-007-9041-6.
14. Zietlow D.W., Sheehan A.F., Molnar P.H., Savage M.K., Hirth G., Collins J.A., Hager B.H. Upper mantle seismic anisotropy at a strike-slip boundary: South Island, New Zealand // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. V. 119, 1020–1040. doi:10.1002/2013JB010676

Системное взаимодействие оболочек литосферы Тихоокеанского активного пояса

Современная сейсмическая активность по периферии Тихого океана рассматривается как результат субдукции Тихоокеанской литосферной плиты с океаническим типом коры под континенты в ее обрамлении. Этот процесс сопровождается интенсивным выделением сейсмической энергии, которая составляет около 75% всей излучаемой сейсмической энергии Земли. Пространственно-временной режим распределения сейсмичности в пределах Тихоокеанского активного пояса неоднороден и проявляется вариациями сейсмических событий, которые нередко рассматриваются как случайный автоколебательный процесс. Вместе с тем, вариации сейсмичности на разных уровнях литосферы обнаруживают признаки системного единства, являясь, по сути, отражением режима и характера современных сейсмогеодинамических процессов, и их изучение способно пролить свет на сеймотектонические особенности функционирования Тихоокеанского пояса, как единой современной мегаструктуры [1]. Одним из основоположников «сейсмогеодинамического» подхода к исследованию пространственно-временных закономерностей сейсмичности стал В.И. Уломов, который рассматривал сейсмичность как отражение развития процессов разрушения геофизической среды на разных масштабных уровнях [5]. На основе выделения «сейсмических циклов» и «сейсмических брешей» в пространственно-временном распределении сейсмичности Курило-Камчатской островной дуги разработан метод долгосрочного прогноза землетрясений, предложенный С.А. Федотовым [6]. В основе метода – положение об однородности островной дуги и концепция эпизодической разрядки тектонических напряжений, возникающих в ходе субдукции на различных ее участках. К. Моги отмечал синхронное увеличение сейсмической активности подвижных зон по периферии Тихого океана и рассматривал это явление, как свидетельство механической связи регионов в окрестности Тихоокеанского кольца и сейсмологическое доказательство плит-тектонической теории [4]. А.В. Викулин полагает, что процессы, протекающие в очагах землетрясений, изначально следует рассматривать как взаимосвязанные явления, которые реализуются в условиях планетар-

¹ Государственный университет «Дубна», Дубна, Россия

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

ного упругого поля, создаваемого ансамблем движущихся тектонических плит, и предлагает рассматривать землетрясения как взаимосвязанные события [2]. Основная цель предлагаемой работы – на основе современных данных с 1977 по 2016 гг. рассчитать временные ряды, отражающие вариации активности землетрясений с магнитудой от 5 в пределах Тихоокеанского подвижного пояса, как для отдельных секторов Тихоокеанского кольца, так и для отдельных уровней глубины в пределах каждого сектора, затем провести их парную корреляцию и выяснить, существуют ли общие закономерности в активизации сейсмичности пояса в целом.

Анализ тенденций изменения активности землетрясений во времени проведен на основе корреляции временных рядов количества землетрясений, построенных на основе выборок из мирового каталога землетрясений USGS [7]. Выборки сейсмических событий производились для четырех секторов Тихоокеанского кольца, начиная с $M=5$. На их основе выполнено построение временных десятилетних сумм землетрясений со скользящим осреднением и сдвигом в один год для отдельных секторов, а также для наиболее сейсмоактивных уровней литосферы. Выборки сформированы для северо-западного (СЗ, 1), северо-восточного (СВ, 2), юго-западного (ЮЗ, 3) и юго-восточного (ЮВ, 4) секторов Тихоокеанского кольца. Для каждого из секторов проводился также анализ вариаций количества землетрясений для отдельных уровней глубины в 0–15, 15–35 и более 35 км, что приблизительно соответствует уровням верхней коры, нижней коры и мантии в пределах активных окраин, где происходит основное большинство землетрясений Тихоокеанского кольца. Для временных рядов, построенных для секторов в целом, выяснилось, что близкие тенденции в изменении количества землетрясений существуют для секторов 1 и 2 (коэффициент корреляции $Q=0.95$), 2 и 3 ($Q=0.86$). При сопоставлении временных рядов, построенных для каждого сектора по глубинам 0–15, 15–35 и более 35 км, выяснилось, что для всех секторов, кроме 3, прослеживается закономерная отрицательная корреляция уровней 0–15 и 15–35, примерно соответствующих верхней и нижней коре (рис. 1). При этом значения коэффициентов корреляции варьируют от -0,79 до -0,9. В секторах 2 и 3 высокая положительная корреляция обнаружена для верхнекоровых и мантийных землетрясений на глубинах менее 15 и более 35 км (коэффициенты, соответственно, $Q = 0.94$ и $Q = 0.83$). При сопоставлении горизонтов литосферы одного уровня в разных секторах в подавляющем большинстве случаев отмечена значимая положительная корреляция (таблица, рис. 2).

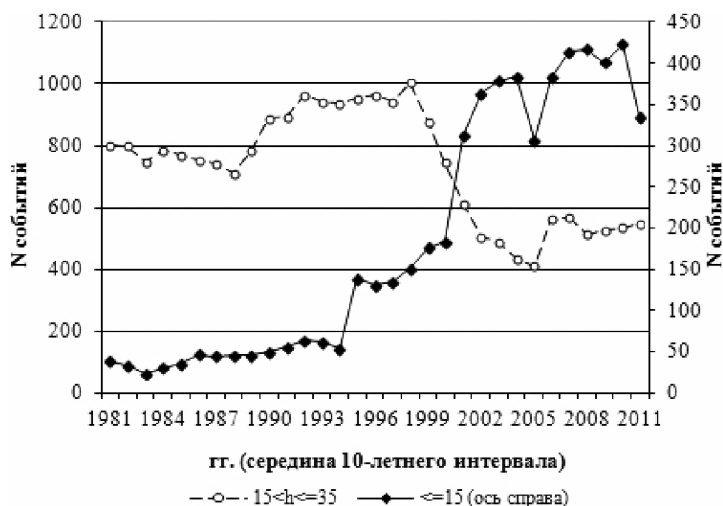


Рис. 1. Отрицательная корреляция временных рядов годового числа землетрясений на глубинах 0–15 и 15–35 км в северо-западном секторе Тихоокеанского кольца. Скользящее осреднение по 10 гг., сдвиг в 1 год. М от 5

Таблица. Коэффициенты корреляции временных рядов годового числа землетрясений со скользящим осреднением по 10 гг. и сдвигом в 1 г. М от 5, данные с 1977–2016 гг., глубины 0–15, 15–35 и более 35 км

≤15	1	2	3	4
1		0,55	0,89	0,94
2	0,55		0,77	0,74
3	0,89	0,77		0,97
4	0,94	0,74	0,97	

15<h≤35	1	2	3	4
1		0,9	0,44	0,72
2	0,9		-0,28	0,91
3	0,44	-0,28		-0,31
4	0,72	0,91	-0,31	

>35	1	2	3	4
1		0,5	0,54	0,82
2	0,5		0,95	0,17
3	0,54	0,95		0,37
4	0,82	0,17	0,37	

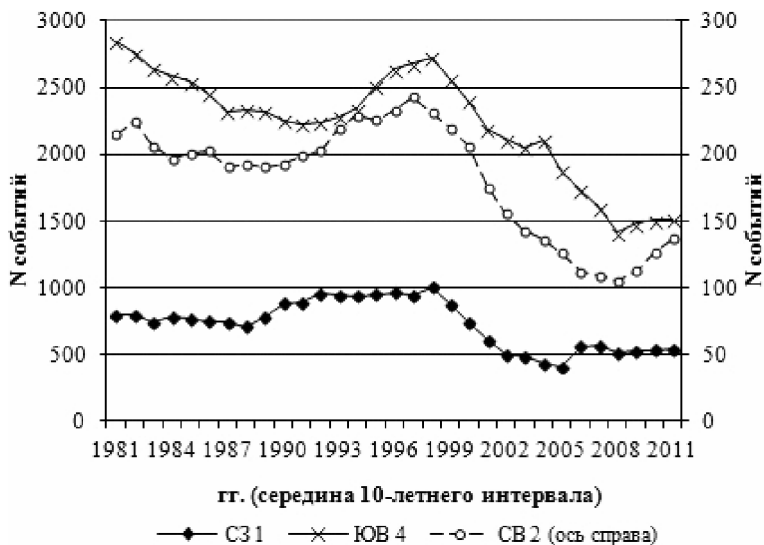


Рис. 2. Положительная корреляция временных рядов годового числа землетрясений на глубинах 30–35 км со скользящим осреднением по 10 гг. и сдвигом в 1 год. М от 5

В итоге системное взаимодействие оболочек литосферы Тихоокеанского кольца прослеживается при сопоставлении долговременных вариаций сейсмичности как для крупных секторов литосферы в целом, так и для их отдельных сейсмоактивных горизонтов и, по-видимому, отражает процесс субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под окрестные континенты. Отслеживание динамики этого процесса возможно на основе сравнительного анализа временных вариаций сейсмичности, который свидетельствует о наличии синхронизации геодинамических процессов на разных уровнях глубины, в основном соответствующих низам верхней и нижней коры и верхней части мантии.

Выявленные закономерности не абсолютны – отмечены случаи, когда корреляция невысока. В частности, в секторе 3 – в юго-западной части Тихого океана, значительная часть коэффициентов не является значимой, и это особенно заметно для уровней нижней коры и мантии (см. таблица). Возможно, особое геодинамическое функционирование обусловлено сложным блоковым строением сегмента, расположенного на стыке крупных Евразийской, Индо-Австралийской и Филиппинской литосферных плит. Геодинамическое развитие этого сектора является результатом сложной интерференции субдукционных процессов, харак-

терных для всего Тихоокеанского пояса, спрединговых процессов в Индийском океане, а также может быть обусловлено вертикальными перемещениями мантийных флюидов, обеспечивающими аномально высокий уровень сейсмичности юго-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса [3].

Литература

1. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С.* Временные вариации сейсмичности как индикатор системного сейсмогеодинамического развития регионов Восточной Сибири и Дальнего Востока // Вестник Международного университета природы, общества и человека «Дубна». Серия «Естественные и инженерные науки». № 1 (33). С. 3–11.
2. *Викулин А.В., Водинчар Г.М., Мелекесцев И.В. и др.* Моделирование геодинамических процессов окраины Тихого океана // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Сборник докладов IV международной конференции 14–17 августа 2007 г. ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 275–280.
3. *Кендзера А.В., Заец Л.Н., Цветкова Т.А., Островной А.Н.* Скоростная модель строения мантии под о-вом Суматра и сейсмичность района // Геофизический журнал. 2014. Т. 36. № 2. С.85–98.
4. *Моги К.* Предсказание землетрясений: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 382 с.
5. *Уломов В.И.* Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993. С. 24–44.
6. *Федотов С. А.* О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. ИФЗ АН СССР. 1965. № 203 (36). С.66–93.
7. Earthquake Data Base USGS <http://earthquake.usgs.gov>

Иерархия тектонической делимости и масштабности геодинамических процессов в коромантийной оболочке Земли

С использованием сейсмотомографических материалов высокого разрешения [5], данных GPS съёмок, генерализованных карт тектонического и геодинамического районирования Земли и с учетом результатов анализа геолого-геофизических данных по строению основных тектонических элементов земной коры, мантии и ядра в коромантийной оболочке Земли [3, 4] обосновано наличие группировок (своеобразных ансамблей) континентальных и океанических коромантийных плит (в отличие от литосферных) [2]. Их правильнее назвать коромантийными секторами, так как на качественных сейсмотомографических разрезах литосфера и мантия тектонически активных поясов и областей субдукции, рифтовых зон континентов, осадочных бассейнов и орогенов имеет четко выраженные радиальные и субрадиальные (столбчатые) структуры, распространяющиеся на всю толщину коромантийной оболочки, обусловленные деструктивными процессами неравномерного гравитационного погружения (дайвинга) отдельных столбчатых тел на слой D^{//} или на раздел ядро–мантия. Вероятно, столбчатость в мантийных слоях возникает также за счет встречного восходящего к поверхности Земли магматизма, вызываемого декомпрессией при деструкции.

Так, после распада вегенеровской Пангеи в коромантийной оболочке Земли сформировались и существуют в настоящее время три группировки континентальных и океанических коромантийных секторов: Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанская; Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая (рис. 1). Такие коромантийные образования представляют собой планетарные конвективные ячейки Бенара g-типа и относятся к высшему (глобальному) рангу тектонической делимости коромантийной оболочки Земли и масштабности геодинамических процессов в объеме Земли. Входящие в указанные группировки крупные, средние и малые коромантийные плиты в мантийной части сохраняют свои индивидуальные характеристики (петрофизические и петрохимические свойства, возраст кристаллизации мантийного вещества, латеральную и радиальную структуру и др.) или меняют их в процессе смены геодинамических обстановок внутри конкретной группировки коромантийных секторов или на внешних её гра-

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

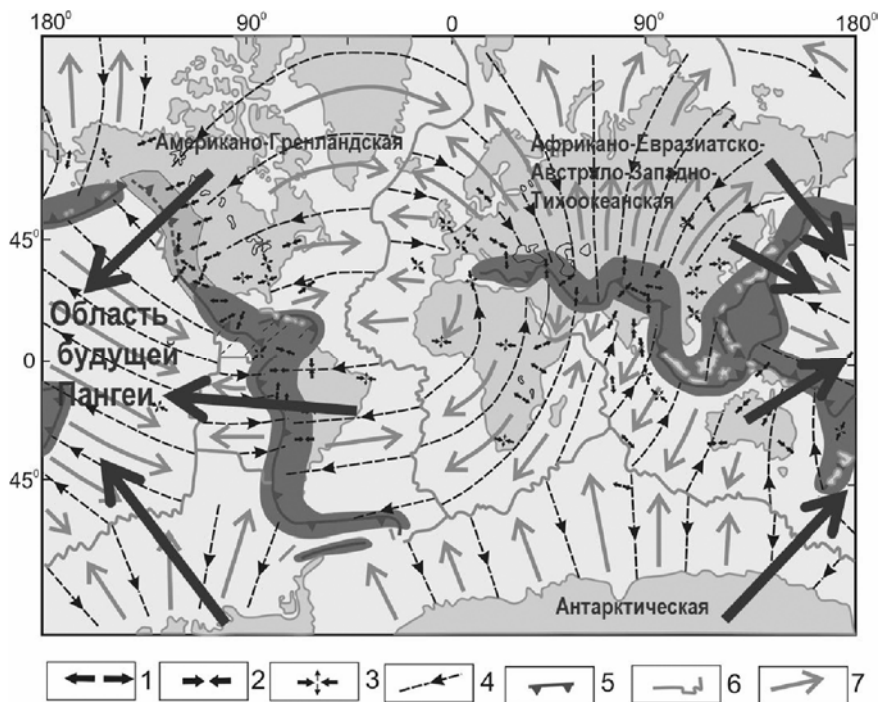


Рис. 1. Три планетарные конвективные ячейки Бенара g-типа в коромантийной оболочке Земли: Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанская, Американско-Гренландская и Антарктическая (Астафьев, 2005). Обоснованы с учетом генерализованной карты напряжений в литосфере, составленной по международной программе “Литосфера” (Зобак, 1992).

1 – растяжение с образованием сбросов; 2 – сжатие с образованием взбросов и надвигов; 3 – сжатие с образованием диагональных сдвигов; 4 – траектории абсолютного движения литосферных плит согласно модели Минстера-Джордана (направления указаны стрелками); 5 – пояса интенсивного дайвинга; 6 – пояса интенсивного апвеллинга; 7 – направления движения вещества в слое D'' и в верхних слоях жидкого ядра

ницах. Смены геодинамических обстановок внутри таких группировок происходят в связи с неравномерным по скорости и объему дискретным захватом коромантийного вещества в слой D'' или во внешние слои жидкого ядра. Более интенсивно захват мантийного вещества происходит в тектонически активных поясах и областях путем подплавления нижних частей мантии в ослабленных зонах и транзита его на постоянно действующую подпитку апвеллинга в поясах спрединга. Вероятно, внешние слои жидкого ядра Земли, частично слой D'' , магматические

каналы в поясах апвеллинга—спрединга и каналы восходящего магматизма под континентальными рифтами и орогенами являются своеобразным «депо» мантийного расплава, стимулирующего конвекцию и эффективный отвод эндогенной тепловой энергии Земли всеми тремя действующими конвективными ячейками. Одновременно в указанных группировках коромантийных секторов реализуется глобальный, практически автономный геодинамический механизм (рис. 2), а между группировками в результате различных скоростей конвекции коромантийного вещества реализуется планетарная геодинамика, обеспечивающая раскрытие и закрытие океанов, формирование и распад суперконтинентов.

В результате мощного поглощения под поясами и областями субдукции вещества Тихоокеанских коромантийных секторов в настоящее время раскрываются Атлантический, Индийский и Северно-Ледовитый океаны, и напротив, сокращается площадь Тихого океана [1], коромантийные оболочки которого ускоренно подвергаются деструкции в указанных дайвинг-деструктивных поясах, а их коромантийное вещество в процессе конвекции путем обменных процессов в слое D'' и внешних слоях жидкого ядра поступает на постоянно действующую подпитку апвеллинга во всех океанических рифтах. В процессе апвеллинга наращиваются новые возрастные слои океанических коромантийных оболочек на всю их толщину – 2900 км.

Литература

1. Астафьев Д.А., Каплунов В.Г., Шеин В.А., Черников А. Г. Обоснование первоочередных для проведения поисково-разведочных работ зон нефтегазоаккумуляции на шельфе морей Восточной Арктики // Вести газовой науки: Современные подходы и перспективные технологии в проектах освоения нефтегазовых месторождений российского шельфа. М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2013. № 3 (14). С. 70–78.
2. Астафьев Д.А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 31–35.
3. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы тектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
4. Пуцаровский Ю.М. Глубины Земли: строение и тектоника мантии // Природа. 2001. №3. С. 13–15.
5. Rubie D.C., van der Hilst R.D. Processes and consequences of deep subduction: introduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V. 127. P. 1–7.

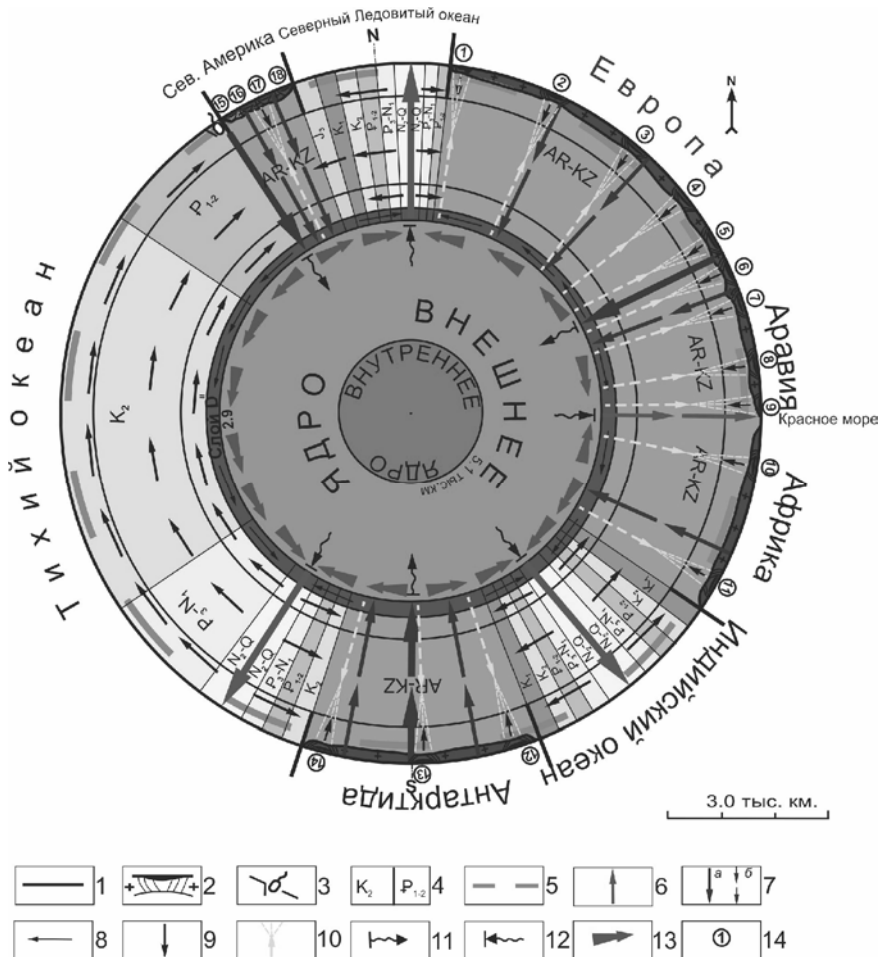


Рис. 2. Геодинамический разрез Земли по меридиану 40–140°.

Земная кора: 1 – океаническая, 2 – континентальная с нефтегазоносными и возмож-
но нефтегазоносными бассейнами (НГБ и ВНГБ); 3 – зоны субдукции; 4 – субверти-
кальные возрастные границы в коре и мантии; 5 – астеносфера; 6–10 – направления
движения мантийного вещества: 6 – в зонах активного апвеллинга и спрединга; 7: а –
в зонах активного дайвинга, б – в зонах медленного дайвинга под континентами; 8 –
в слое D"; 9 – под НГБ и ВНГБ на континентах; 10 – встречный погружению восхо-
дящий к поверхности Земли магматизм; 11 – зоны активного поступления вещества
во внешнее ядро в процессе химико-плотностной дифференциации; 12 – зоны актив-
ной отдачи вещества в мантию из внешнего ядра; 13 – движение вещества в верхних
слоях жидкого ядра; 14 – цифры в кружках: 1 – Баренцевоморский НГБ, 2 – Средне-
русский НГБ (Московской синеклизы), 3 – Днепровско-Припятский НГБ, 4 – Северо-

Кавказский НГБ, 5 – Черноморский НГБ, 6 – Эрзурумский ВНГБ, 7 – Ванский ВНГБ, 8 – Персидского залива НГБ, 9 – Красноморский НГБ, 10 – Восточно-Африканский НГБ, 11 – Мозамбикский НГБ, 12 – Моря Росса ВНГБ, 13 – Полярный ВНГБ, 14 – Моря Космонавтов ВНГБ, 15 – Бофорта НГБ, 16 – Игл-Плейн НГБ, 17 – Юкон-Флетс-Кандик ВНГБ, 18 – Сент Элиал НГБ

Д.А. Астафьев¹

Осадочные и нефтегазоносные бассейны Земли в системе глобальных коромантийных структур и геодинамических процессов

В мире известно около 600 осадочных и нефтегазоносных бассейнов (ОБ и НГБ), распространенных на всех континентах и их окраинах различного геодинамического типа. В связи с выполненными большими объемами поисково-разведочных работ на нефть, газ, уголь и другие полезные ископаемые ОБ и НГБ лучше всех других регионов изучены геофизическими методами, глубоким и даже сверхглубоким бурением. При наличии данных не только о строении осадочного чехла, но и консолидированных пород фундамента, а также знаний о геологическом строении других тектонических образований региональной масштабно-сти, в целом земной коры и литосферы континентов и океанов можно уверенно утверждать, что бассейногенез, а в его пределах и нафтидогенез на Земле – явления планетарного значения.

В последние десятилетия в формировании правильных представлений о строении ОБ и НГБ большое значение внесли материалы ГСЗ, глубинного МОГТ, сейсмотомографии, бассейнового моделирования и др. Повсеместно в тектонически активных зонах, в меньшей степени под платформами развиты устойчивые столбчатые структуры, пронизывающие коромантийную оболочку до внешнего ядра – 2900 км [5]. Такая столбчатость характерна не только для активных окраин континентов, но и для континентальных рифтов, осадочных бассейнов и орогенов. На основе этих данных, например, геотраверса Березово-Усть-Мая, отработанного через Западную и Восточную Сибирь, рифты и разломы в консолидированной коре и низах осадочного чехла отчетливо картируются и позволяют детализировать структурные элементы в районах проведения нефтегазописковых работ (рисунок).

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

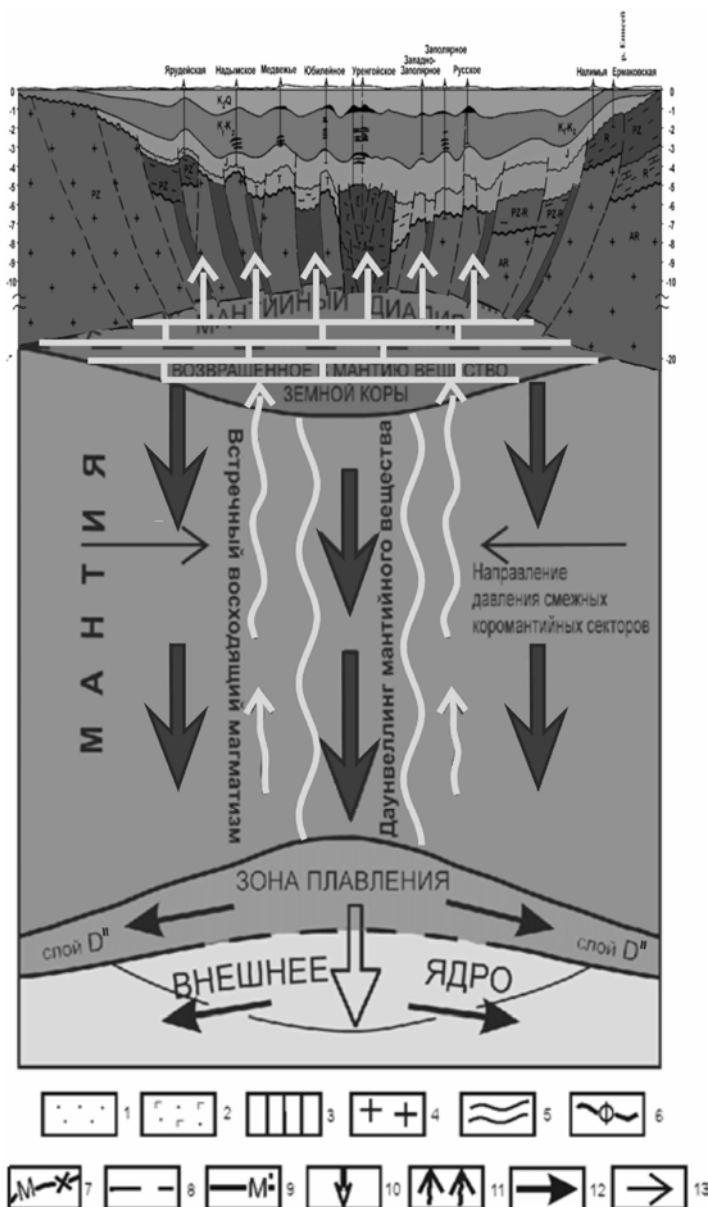


Рисунок. Профильный разрез Западно-Сибирского НГБ с учетом материалов по геотранверсу Берёзово – Усть-Мая и геодинамических процессов в коромантийной оболочке.

1 – породы осадочного чехла; 2 – вулканогенно-осадочные породы синрифтового комплекса; 3 – дайковый комплекс; 4 – породы консолидированной земной коры; 5 – стратиграфические границы в осадочном чехле; 6 – граница фундамента; 7 – современная граница «М»; 8 – граница «М» перед началом рифтогенеза; 9 – условное положение границы «М» после формирования ОБ, если бы не действовали процессы деструкции и частичного возврата корового вещества в мантию; 10 – направление погружения коромантийных столбов под ОБ на зону плавления слоя D” и/или на внешние слои жидкого ядра; 11 – направления встречного восходящего магматизма в мантии в виде жил, даек и других форм; 12 – направления транзита захваченного конвекцией мантийного расплава на постоянно действующую подпитку апвеллинга в океанических поясах спрединга; 13 – направления давления смежных коромантийных секторов

Кроме того, над столбчатыми структурами на глубинах 100–200 км и более в деструктивных областях (под рифтами, надрифтовыми депрессиями) залегают субпластовые магматические тела – слои с пониженными значениями скоростей продольных (а) и поперечных (б) волн. Они обусловлены встречным восходящим магматизмом, приводящим к деструкции литосферы и возврату (ассимиляции) корового материала в мантию с транзитом нижнемантийного вещества на постоянно действующую подпитку апвеллинга в поясах спрединга. Аналогично возврат корового вещества в мантию на фоне встречного восходящего магматизма медленно, но верно происходит при формировании любого внутри – или окраинного рифта, осадочного бассейна или орогена.

Все крупные и уникальные по запасам месторождения приурочены к межрифтовым и внутририфтовым гипсометрически приподнятым блокам, или к приразломным и межразломным зонам [2, 3]. Так, чем мощнее проявился рифтогенез, тем более крупный и богатый в нефтегазовом отношении ОБ. Особенно это заметно для НГБ мезокайнозойского возраста и бассейнов с повторным развитием рифтогенеза, например, Западно-Сибирского, Лено-Вилуйского и др. Наиболее интенсивные процессы образования и аккумуляции углеводородов происходят в бассейнах, находящихся на стадиях формирования надрифтовых депрессий и начального этапа аккреции. Стала очевидной важнейшая роль рифтогенеза [1], а, следовательно, необходимо разбираться и в глубинной геодинамике. В качестве примеров такого явления можно привести богатые Западно-Сибирский, Прикаспийский, Тимано-Печорский нефтегазоносные бассейны и бедные со слабым проявлением рифтогенеза бассейны Московской и Мезеньской синеклиз, континентальные бассейны суши Дальнего Востока России и др.

В НГБ Восточной Сибири крупные зоны НГН можно открыть в центральных участках синеклиз – Тунгусской, Присяжно-Енисейской, Юдо-

мо-Майской, в Предпатомском и Предверхожанском прогибах. Это подтвердилось бурением скважины на берегу моря Лаптевых в центральной части Хастахского рифта, где имеется внутририфтовый выступ фундамента. К западу от Байкала на Ангарской ступени ранее был сделан прогноз крупных газовых скоплений в окрестностях Ковыктинского месторождения. Здесь очень вероятно, что в онтогенезе нафтидов играли важную роль Байкальский рифтогенез, высокая сейсмичность и глубинный водород! Область пониженных скоростей V_p под Байкальским рифтом свидетельствует о деструктивном процессе и встречном восходящем магматизме за счет декомпрессии. Аналогичная структура коромантийной оболочки характерна для всех континентальных и окраинно-континентальных рифтов и ныне формирующихся осадочных бассейнов активных и пассивных краев всех континентов [3].

Согласно результатам проведенных исследований ОБ и НГБ Земли – образования коромантийной оболочки, они являются следствием фазовых переходов и формирования термоплюмов на разделе ядро–мантия, дайвинг-рифтогенной деструкции областей коромантийной оболочки над термоплюмами и синхронного действия магмофлюидодинамической системы в мантии, консолидированных породах фундамента и осадочного чехла. По результатам изучения ОБ и НГБ во взаимосвязи со строением земной коры, мантии и геодинамикой Земли установлено, что природа бассейногенеза связана с глубинными мантийно-литосферными процессами. Любой НГБ можно рассматривать в виде субрадиального деструктивного канала от раздела ядро–мантия до поверхности. Такой канал представляется в виде области, вероятно, сквозной столбчатой деструкции коромантийного вещества, обеспечивающей встречный по отношению к неравномерному дискретному дайвингу восходящий к поверхности магматизм с выносом выделившихся глубинных флюидов, в том числе водорода, за счет декомпрессии на границах столбчатых тел. Водород, гидрируя органику, стимулирует процессы нафтидогенеза. Верхняя часть деструктивного канала завершается рифтовой системой с надрифтовой депрессией в земной коре. В дальнейшем эта область преобразуется в ороген или консолидируется, а подкоровая (мантийная) часть области столбчатой деструкции сокращается в размерах и восстанавливает петрофизические и сейсмологические характеристики до значений, близких к межбассейновым областям платформ. Бассейногенез частично омолаживает область коромантийной оболочки за счет кристаллизации магмы в мантии и ассимиляции пород фундамента и осадочного чехла. На поздних этапах бассейногенеза происходит частичная аккреция земной коры и нижележащих оболочек мантии. Повторные циклы рифто-, бассейно-, орогенеза и регионального метаморфизма по-

род осадочного чехла приводят к сокращению площади древних, молодых платформ и континентов в целом, но и к одновременному наращиванию их на активных и пассивных окраинах. Таким образом, ОБ и НГБ являются следствием глобального геодинамического процесса, включающего конвективный процесс в существующих группировках континентальных и океанических коромантийных секторов [4]. Бассейногенез, также как планетарный магматизм и конвекция в объеме коромантийных секторов, способствует отводу эндогенной энергии Земли.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Роль рифтогенеза в размещении зон нефтегазоаккумуляции (на примере осадочных бассейнов России) // Геодинамика, стратиграфия и нефтегазоносность осадочных бассейнов России. М: Тр. ВНИГНИ, 2001. С. 37–58.
2. *Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А., Радчинова А.М.* Грабен-рифтовая система и размещение зон нефтегазоаккумуляции на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2008. № 4. С. 2–9.
3. *Астафьев Д.А.* Новые представления о глубинном строении осадочных бассейнов и перспективы открытия уникальных и крупных месторождений углеводородов // Вести газовой науки: Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2013. № 5 (16). С. 15–31.
4. *Астафьев Д.А.* Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 31–35.
5. *Rubie D.C., van der Hilst R.D.* Processes and consequences of deep subduction: introduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V. 127. P. 1–7.

Результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных по обоснованию строения и формирования главных геологических структур Земли

С учетом правильно организованной комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, включая генерализованные карты геологического, тектоно-геодинамического, морфологического, геодезического содержания и карты других геологических характеристик, а также результатов геофизических, геохимических, геоморфологических съёмок, сопровождаемых профильными разрезами ГСЗ, глубинного МОГТ, сейсмотомографии, удалось получить, по существу, синергический эффект в объяснении глубинного строения и геодинамического механизма эволюции главных геологических элементов строения Земли, прежде всего океанов и континентов, а в их пределах активных, трансформных и пассивных окраин, поясов и областей субдукции и апвеллинга–спрединга, окраинно- и внутриконтинентальных рифтов, осадочных бассейнов и складчато-надвиговых систем. Так, на фоне оболочечного строения Земли по данным многоканального глубинного сейсмического профилирования [5], а также материалов высококачественной сейсмотомографии [6] в перечисленных тектонически активных регионах и областях в литосфере и подлитосферной мантии до верхней границы слоя D'' и даже до раздела ядро–мантия, то есть практически на всю толщину коромантийной оболочки, четко и однозначно фиксируются по скоростям P и S волн радиальные и субрадиальные столбчатые структуры. Аналогичная столбчатость участков земной коры фиксируется по материалам сейсмо-, магнито- и гравиразведки на участках расположения рудных месторождений, вулканизма, сильной сейсмичности.

Интерпретация подобных структур с учетом знаний региональной геологии, поверхностного геологического строения, результатов поисково-разведочных работ и напряженного состояния литосферы согласно интерпретации геодезических, включая спутниковые GPS и ГЛОНАСС съемки [1], позволила установить, что это области деструкции или аккреции, возможно и аккомодации участков коромантийной оболочки практически на всю её толщину – 2900 км. В основании таких структур по данным сейсмотомографии, например, для осадочных бассейнов Восточной Сибири [4], установлены утолщения слоя D'' , вероятно, связанные с активизацией отдельных его участков увеличенным тепловым

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

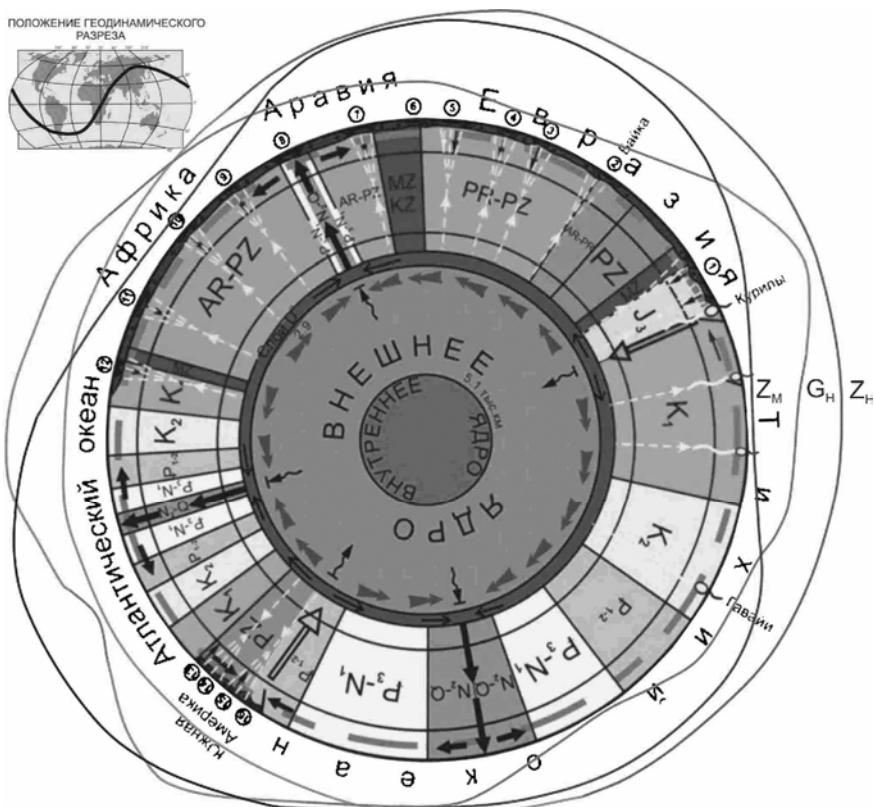
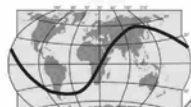
потоком, способствующим образованию термоплюмов на разделе ядромантия [3]. Латеральная расслоенность и повышенная пластичность слоя D'' , верхних интервалов внешней оболочки ядра также фиксировалась по данным сейсмотомографии.

Учитывая значительные погружения поверхности Земли (более 10 и даже 20 км) в пределах рифтовых систем, осадочных бассейнов, глубоководных желобов, задуговых и междугловых котловин, остатков реликтовых океанов, где происходит деструкция участков коромантийной оболочки, механизм таких погружений можно объяснить неравномерным, дискретным во времени и по площади гравитационным погружением столбчатых тел коромантийного вещества на термоплюмы, вызывающие плавление нижнемантийного вещества на контактах. Это обеспечивает неравномерный деструктивный процесс и тектоническую активность участков коромантийной оболочки. При этом нарушается напряженное состояние мантийного аморфизованного [2] и корового кристаллического вещества. Процесс неравномерного гравитационного погружения вызывает пластические деформации в мантийной, особенно в нижнемантийной и хрупкие деформации в коровой частях коромантийной оболочки.

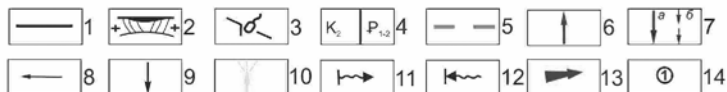
В условиях высоких давлений и температур любое сдвиговое или пластическое нарушение напряженного состояния вещества приводит к декомпрессии и выплавке относительно легкоплавких компонентов мантийного вещества. Формируются магматические расплавы, ступенчато устремляющиеся радиально и субрадиально к поверхности Земли, инициируя новые очаги плавления. При этом из нижней части столбчатых тел часть мантийного вещества в процессе фазовых переходов поглощается слоем D'' , а вероятно, и внешней жидкой оболочкой ядра, и таким образом обеспечивается постоянно действующая планетарная подпитка апвеллинга мантийного вещества и отвод значительной части эндогенного тепла Земли в океанических поясах и областях спрединга. Аналогично за счет восходящего магматизма в рифтовых системах, в осадочных бассейнах и орогенах отвод эндогенного тепла происходит на континентах. В этой связи можно уверенно говорить о наличии у Земли планетарной магмофлюидодинамической системы, включающей: каналы восходящего магматизма в поясах и областях субдукции, континентальных рифтах, осадочных бассейнах и орогенах; слой D'' и внешние интервалы жидкой оболочки ядра; океанические пояса апвеллинга-спрединга, а также мантийный магматизм горячих точек.

Синхронно с разрушением радиальных и субрадиальных участков коромантийной оболочки в тектонически активных поясах и областях Земли (в основном на окраинах и внутри континентов), напротив, в океанических поясах и областях апвеллинга-спрединга происходит дис-

ПОЛОЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА



ZM - график магнитных материковых аномалий
 GH - график превышения геоида (гравитационный потенциал)
 ZH - график магнитного поля Земли



Геодинамический разрез Земли (с использованием данных ВСЕГЕИ, 1986)
 Земная кора: 1 – океаническая, 2 – континентальная с нефтегазоносными и возможно нефтегазоносными бассейнами (НГБ и ВНГБ); 3 – зоны субдукции; 4 – субвертикальные возрастные границы в коре и мантии; 5 – астеносфера; 6–10 – направления движения мантийного вещества: 6 – в зонах активного апвеллинга и спрединга; 7 – в зонах активного дайвинга (а), в зонах медленного дайвинга под континентами (б); 8 – в слое D"; 9 – под НГБ и ВНГБ на континентах; 10 – встречный погружению восходящий к поверхности Земли магматизм; 11 – зоны активного поступления вещества во внешнее ядро в процессе химико-плотностной дифференциации; 12 – зоны активной отдачи вещества в мантию из внешнего ядра; 13 – движение вещества в верхних слоях жидкого ядра; 14 – цифры в кружках – осадочные нефтегазоносные

(НГБ) и возможно нефтегазоносные (ВНГБ) бассейны: 1 – Охотоморский НГБ, 2 – Лено-Тунгусский НГБ, 3 – Зайсанский НГБ, 4 – Чу-Сарысуйский НГБ, 5 – Амударьинский НГБ, 6 – Тирпульский ВНГБ, 7 – Персидского залива НГБ, 8 – Красноморский НГБ, 9 – Верхненильский НГБ, 10 – Танганьикский ВНГБ, 11 – Окаванго ВНГБ, 12 – Намибийский НГБ, 13 – Пелотас ВНГБ, 14 – Рио-Саладо ВНГБ, 15 – Мендоса НГБ, 16 – Лебу-Арауко НГБ

кретное во времени и по простирацию двухстороннее почти симметричное наращивание океанических секторов коромантийной оболочки Земли на всю её толщину – 2900 км. Возраст и намагничённость наслаиваний соответствует времени кристаллизации магмы и практически соответствует возрасту и намагничённости поверхностных слоев океанической коры (рисунок).

Столбчатость и явное гравитационное погружение столбчатых тел коромантийной оболочки (в отличие от тонущих литосферных слэбов по концепции тектоники литосферных плит) на слой D'' или на раздел ядро–мантия позволяет объяснить механизм субдукции литосферных слэбов как деструктивный процесс разрушения преимущественно краевых частей океанических коромантийных секторов в связи с плавлением их нижнемантийной части и гравитационным погружением мантийной и коровой частей столбчатых тел на слой D'' или на раздел ядро–мантия.

Аналогичные процессы столбчатой деструкции участков коромантийной оболочки и гравитационного погружения столбчатых тел на слой D'' или на раздел ядро–мантия, но с меньшей скоростью происходят в рифтовых системах, осадочных бассейнах, орогенах, в реликтовых остаточных фрагментах бывших океанов (Средиземное, Черное, Каспийское, Карибское моря), в современных междуговых и задуговых морях на континентах и их окраинах. В связи с развитием восходящего мантийного магматизма в перечисленных главных тектонически активных элементах континентальных коромантийных секторов и частичным захватом мантийного вещества в слой D'' или внешние интервалы жидкой оболочки ядра происходит сокращение площади континентальных коромантийных секторов, особенно в областях орогенеза, и одновременно её наращивание на окраинах.

Совокупность процессов, включающая гравитационное погружение коромантийных секторов, сопровождаемое встречным восходящим магматизмом, поглощение части мантийного вещества в слой D'' или внешние интервалы жидкой оболочки ядра, обеспечение через слой D'' или внешние интервалы жидкой оболочки ядра постоянно действующего апвеллинга в океанических поясах и областях спрединга и смещение оке-

анических и континентальных коромантийных секторов к поясам и областям субдукции являются важнейшими элементами конвективного (геодинамического) механизма Земли. Учитывая современные поля напряжений на поверхности Земли по данным космической геодезии (Программа “Литосфера”, М.Л. Зобак, 1992) и дополнив эти данные направлениями движения мантийного вещества в слое D'' или внешних интервалах жидкой оболочки ядра, получаем конфигурации трех ныне действующих конвективных ячеек Бенара g-типа, являющимися группировками (ансамблями) известных коромантийных плит (секторов), называемых литосферными плитами в ранее принятой мобилистской концепции тектоники литосферных плит. Такими группировками коромантийных секторов (плит) являются: Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанская; Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая. Эти коромантийные образования представляют собой высший ранг тектонической делимости и масштабности геодинамических процессов в коромантийной оболочке Земли. В указанных группировках реализуется глобальный геодинамический механизм, а между группировками в результате различных скоростей конвекции коромантийного вещества реализуется планетарная геодинамика, обеспечивающая раскрытие и закрытие океанов, формирование и распад суперконтинентов. В пределах указанных группировок коромантийных плит все тектонически активные главные элементы геологического строения Земли, а именно континентальные и окраинно континентальные рифтовые системы, осадочные бассейны, орогены представляются явлениями планетарного значения, они связаны с глубинным строением и обусловлены конвективным процессом в коромантийной оболочке Земли с явным участием в этом процессе ядра.

Литература

1. *Астафьев Д. А.* Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники // Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С.31–35.
2. *Гуфельд И.Л.* О глубинной дегазации и структуре литосферы и верхней мантии // Электронный журнал "Глубинная нефть". 2013. Т. 1. № 2. С. 172–189. http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-1-2-2013/3_Gufeld_1-2-2013.pdf
3. *Жатнуев Н.С.* Трансмантийные флюидные потоки и происхождение плюмов // ДАН. 2012. Т.444. № 1. С. 50–55.
4. *Росс Эндрю, Тибо Нанс, Егоркин А.В.* Вариации тонкой структуры границы ядро–мантия под Сибирью // 4-е геофизические чтения им. В.В. Федынского, 2002 г. Москва, ГЕОН. С. 28.

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

6. *Rubie D.C., van der Hilst R.D.* Processes and consequences of deep subduction: introduction // *Physics Earth Planet. Interiors*. 2001. V. 127. N 1–7.

Я.Г. Аухатов¹

Геодинамические условия возникновения областей опускания некомпенсированного типа на платформах и их минерагенические особенности

Области опускания некомпенсированного типа приурочены к участкам платформы, в которых опускание значительно превышает скорость осадконакопления.

Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина (М.М. Грачевский), прогибы некомпенсированного типа (С.С. Эллен) и области опускания некомпенсированного типа (Аухатов Я.Г.). Отличие между ними состоит в том, что за причину их возникновения приняты факторы: седиментационные (аккумуляционно-топографическая впадина), тектоно-седиментационные в условиях тектонического растяжения (прогибы некомпенсированного типа) и тангенциального сжатия платформенных областей, граничащих со складчатыми областями (области опускания некомпенсированного типа).

Одним из основных условий некомпенсированного осадконакопления является их относительная глубоководность [5, 6]. Первые представления о глубоководности и некомпенсированности осадконакопления возникали при изучении осадочных отложений геосинклинальных областей. С развитием глубокого бурения на нефть и газ стало известно о глубоководности платформенных осадков и приуроченности их к определённым структурам осадочного чехла, некомпенсированным прогибам и их системам (Приуральская система прогибов, Камско-Кинельская система прогибов, Прикаспийская синеклиза и т.д.). Возник-

¹ ООО «Космические технологии», Казань, Россия

новение условий некомпенсированного осадконакопления на платформах есть результат прогибания или опускания окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями. По данным Артюшкова Е.В. [3] образование глубоких прогибов на платформах происходит вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры.

Ещё А.П.Карпинский, рассматривая общий характер колебания земной коры в пределах Европейской части России, пришёл к выводу, что направление и характер колебательных движений платформ тесно связаны с тектоническими движениями прилегающих Уральской и Кавказской геосинклиналей. Характер геодинамических условий, их возникновение и распространение от складчатой области к платформе показаны в работе Т.Т.Казанцевой [7]. Н.Н. Форш [8] явления смещения сводов и прогибов связывал с орогенезом Уральской геосинклинали и миграцией Предуральского прогиба. Результатом такого влияния является проникновение глубоководных условий осадконакопления в пределы платформ в виде областей опускания некомпенсированного типа (ООНТ).

Сопоставление стадий развития геосинклинальных прогибов и областей опускания некомпенсированного типа платформ свидетельствуют об их относительной однотипности, если пренебречь некоторыми специфическими особенностями геосинклинальных прогибов – сложностью, длительностью развития и суммарным размахом движения. Можно выделить следующие основные этапы развития ООНТ: общее опускание; геоморфологическое расчленение (формирование бортовых и депрессионных зон); компенсационное поднятие [10]. Это связано с тем, что ООНТ формировались в геотектонических режимах горизонтального сжатия и «копируют» в своём развитии некоторые черты геосинклинальных прогибов: глубоководность и цикличность.

Вопросы происхождения некомпенсированных прогибов тесно связаны с представлениями об осадочных бассейнах. Исходя из приуроченности некомпенсированного осадконакопления к осадочным бассейнам, классификация которых в настоящее время наиболее разработана, автором была принята режимная классификационная схема В.Е. Хаина, В.В. Белоусова с некоторыми изменениями и дополнениями, произведёнными Р.Н. Валеевым [4]. Автором все области опускания некомпенсированного типа подразделяются с учётом общей этапности тектонического развития земной коры в четыре основных класса, располагающиеся в их эволюционной последовательности – геосинклинальный, орогенный, платформенный и активизационный. Внутри каждого класса ООНТ выделяются группы, соответствующие конкретным генетическим типам структур (краевые прогибы, прикратонные и интракратонные синеклизы, авлокогены и др.). С ООНТ связаны не только законо-

мерности размещения месторождений нефти и газа, а целый комплекс нерудных и рудных полезных ископаемых. В строении ООНТ участвуют формации трансгрессивно-регрессивного цикла (углеродисто-кремнистая, доманиковая, рифовая, карбонатно-сульфатная, галогенная, угленосная и т.д.). Тектоническое развитие краевых прогибов четко зафиксировано в размещении на их территории различных по составу формаций, объединяемых в единый латеральный ряд: рифовую – депрессионную – молассовую.

Месторождения серы и серосодержащих углеводородов приурочены к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям [2], замещающих по латерали доманиковые формации ООНТ (Бельская, Камско-Кинельская, Бугурусланская, Прикаспийская и т.д.).

Фосфориты формируются в карбонатных формациях, замещающих по латерали углеродисто-кремнистую формацию (Малый Каратау, Казахстан) и в краевых частях горючесланцевых формаций верхнеюрского и силурийского возраста (Восточно-Европейская платформа). Рифовые формации являются ценным сырьём для химической промышленности (артинские шиханы в Республике Башкортостан). С.С. Эллерном [11] впервые было показано влияние ООНТ на размещение бокситовых месторождений. С этапом компенсации связаны калийные месторождения в галогенных формациях (Приуральская, Прикаспийская и т.д.). С формациями типа кульма связаны железисто-марганцевые месторождения (Атасуйско-Каргандинская ООНТ, Центральный Казахстан).

Возникновение углеродисто-кремнистой формации сопряжено с некоторым запозданием осадконакопления по отношению циклов и фаз спилит-кератофирового (эвгеосинклинали), доманиковой – андезитового (островные дуги), кульма – липаритового (вулканогенные пояса) вулканизма, что определяет их минерагеническую специализацию [1].

Определённый парагенезис формаций в ООНТ обусловил формирование и размещение целой группы месторождений полезных ископаемых, что позволяет говорить о металло- и минерагенической специализации их.

Исследования К.И. Сатпаева, Ю.А. Билибина, С.С. Смирнова, В.И. Смирнова, Н.С. Малича, Ю.Г. Старицкого, А.Г. Щеглова, Р.Н. Валеева и других установлены различия в металлогенической и минерагенической специализации определенных тектонических элементов земной коры. Это в основном надпорядковые структуры: платформы, геосинклинали, срединные массивы и рифтовые системы.

Исследования же металлогении и минерагении структур более мелкого порядка проводятся совершенно незначительно. Между тем, именно они по убеждению автора, представляют наибольший интерес при

разработке научных основ прогнозирования глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых в осадочном чехле платформ.

Как отмечает А.Д.Щеглов [9] одной из общих закономерностей размещения рудных месторождений, которая приобретает роль геологического закона может быть сформирована следующим образом: «...определенные типы месторождений полезных ископаемых проявляются в определенных типах тектонических структур...как для региональных, так и для локальных структур».

Литература

1. Аухатов Я.Г. Особенности накопления ограниченного вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 16–20.
2. Аухатов Я.Г. Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые // Тез. докл. научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100-летию со дня рождения Г.Н. Фредерикса. Уфа, 1989. С.53.
3. Артюшков Е.В., Безр М.Ф. О механизме образования нефтегазоносных бассейнов Западно-Сибирской плиты и Русской платформы // Геология и геофизика. 1987. №11. С. 25–36.
4. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
5. Галицкий И.В. О происхождении прогибов в осадочном чехле платформ // Геотектоника. 1981. №1. С. 38–45.
6. Гарецкий Р.Г., Кирюхин А.Г., Матвиевская Н.Д., Мкртчян О.М., Шлезингер А.Е. Глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы // Древние платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1981. С. 28–41.
7. Казанцева Т.Т. Основы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры // Изв. Отд. наук о Земле и экологии. № 5. 2000. С. 15–46.
8. Форш Н.Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения уфимская свита и казанский ярус // Тр. ВНИГРИ. 1955. Вып. 92. 156 с.
9. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики). Л.: Недра, 1987. 231 с.
10. Эллери С.С. Прогибы некомпенсированного типа, компенсационные поднятия и их нефтегазоносность // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 4. С. 972–976.
11. Эллери С.С. Эволюция осадочного процесса и формирование некоторых видов полезных ископаемых на платформах в связи с образованием некомпенсированных прогибов // Геология и геохимия нефтеносных отложений. Казань: Изд-во КГУ, 1987. С. 57–63.

Выделение клинодислокации Волго-Уральской области

Новый подход в изучении строения юго-востока Восточно-Европейской платформы и переинтерпретация геофизических данных привели Ю.В. Казанцева [4] к обнаружению нового типа платформенных структур, морфология которых позволяет назвать их клинодислокациями выжимания. В связи с этим палеозойские образования Волго-Уральской области оказались расчлененными на клиновидные формы, вложенные друг в друга и обращенные острым концом вниз. Они прослеживаются по простиранию на десятки и сотни километров, имея ширину 3–5 км и высоту 1.2–2.0 км. Антиклинальные поднятия, сопровождающие эти структуры в виде линейного вала складок, занимают центральное место в клинодислокациях. Почти все они содержат залежи нефти.

Клиновидные структуры сжатия с большими амплитудами смещения выделялись Ю.В. Казанцевым [2] ранее в соседней с платформой структуре – Предуральском прогибе. По данным бурения и геолого-геофизическим материалам здесь закартированы Шиханская, Курьинско-Пачгинская, Язвинско-Яйвинская, Печорская и другие клинодислокации выжимания, возникшие при надвигании в моменты интенсивного горизонтального сжатия. Их образование происходило при появлении достаточного упора во фронте надвига вследствие возросших сил трения, препятствовавших его продвижению. Осложняющие главную дислокацию надвига встречного падения пререзают тело аллохтона на всю толщину, разобщая его на отдельные блоки, имеющие в поперечном сечении форму клина. Под действием горизонтального сжатия клиновидные формы выжимаются вверх, а крылья их сминаются с образованием антиклиналей в центре клина или на его краях.

Подобного типа структурные формы известны в Скалистых горах Предкордильерского прогиба, на Керченском полуострове Майкопско-го краевого прогиба и в других регионах.

Аналогичные структурные формы можно наблюдать в Татарстане в Тютюшевско-Карлинских дислокациях. Исходя из структурного анализа главным элементом строения в них является надвиг, переместивший горные массы на юго-восток. Созданная надвиганием тектоническая чешуя осложнялась новыми разрывами, наклоненными согласно с главным надвигом или падающими навстречу ему. Так, среди практически

¹ ООО «Космические технологии», Казань, Россия

недислоцированных толщ чехла платформы формировались структуры клиновидного выжимания [4].

Клиновидные структурные формы горизонтального сжатия создавались в палеозое, тогда как в допалеозойское время на их месте существовали разрывные нарушения, возникшие в условиях растяжения [3]. Очевидно, это могли быть грабеноподобные структуры, которые сейчас отражены на временных разрезах под клинодислокациями в виде многочисленных трещин, собранных в форму куста.

По данным интерпретации материалов тепловизионных съемок на Башкирском Приуралье выделяются клинодислокации и их взаимосвязь с листрическими разломами [1], которые были установлены Ю.В. Казанцевым. Такие же клинодислокации нами были выделены в Пермском крае, что послужило основой для прогнозирования залежей углеводородов.

Под листрическим разломом понимается дизъюнктивное нарушение, образующее ковшеобразную, криволинейную, вогнутую кверху поверхность, которая изгибается сначала полого, а затем круто [5]. Листрические разломы имеют субвертикальную ориентацию вблизи поверхности и выполаживаются на глубинах 10–15 и 19–20 км, плавно переходят в коровые волноводы, мощность которых от 1–2 до 15–17 км (но чаще всего 4–10 км).

Многие исследователи связывают листрические разломы с кольцевыми структурами, которые, по их мнению, не могут быть случайными образованиями.

Глубинные разломы уходящие своими корнями глубоко внутрь земли до 12–14 км создают условия для подъема флюидов с надкритической температурой и являются подводящими каналами для формирования нефтяных и газовых месторождений.

Литература

1. Аминев И.М., Аухатов Я.Г., Мухамедяров Р.Д. Объемные портреты Шиханов-Бельской впадины // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы 11-й Межрегиональной научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии УНЦ РАН. Уфа: Изд-во Дизайн Пресс, 2016. С. 3–5.

2. Казанцев Ю.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральяского прогиба // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа: БашНИПИнефть, 1974. 21 с.

3. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О происхождении «грабенообразных» структур на юго-востоке Восточно-Европейской платформы // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 1. С. 186–190.

4. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы. Уфа: Гилем, 2001. 234 с.

5. Степанов В.П., Павлова Л.П., Абдуллин Н.Г., Ненароков С.Ю. Листрические разломы – новые структурные зоны осадочного чехла Татарии // Геология нефти и газа. 1990. № 8.

А.С. Балувев¹, Ю.А. Морозов², Е.Н. Терехов¹

Некоторые аспекты геодинамики области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы

Область сочленения Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и Западно-Арктической платформы (ЗАП) всегда являлась предметом повышенного интереса исследователей в связи с тем, что расшифровка структуры и происхождения обрамлений древних кратонов (включая время и механизмы их формирования) представляет собой проблему, в которой остается еще достаточно много нерешенных, спорных или неоднозначно решаемых вопросов, касающихся тектонической эволюции и взаимодействия этих литосферных образований. На основании исследований арктических акваторий в последние десятилетия и была выделена Западно-Арктическая платформа, контактирующая с Восточно-Европейским кратоном вдоль складчатого пояса тиманид, но имеющая более молодой гетерогенный фундамент гренвилево-байкальской консолидации.

Зона сочленения и взаимодействия ВЕК и ЗАП не является единым структурным швом, а представляет собой область, включающую в себя как «объемные», так и разделяющие их «линейные» тектонические элементы (рисунок). С СВ на ЮЗ выделены: Канино-Варангерский складчато-надвиговый пояс тиманид, линеамент Тролльфиорд-Рыбачий-Канин, зона перикратонного опускания ВЕК, линеамент Карпинского, Мурманский блок Балтийского щита, зона Колмозеро-Воронья. Линеамент Тролльфиорд-Рыбачий-Канин (ТРК) является одним из крупнейших конвергентных структурных швов, и именно он фиксирует непосредственное соприкосновение Восточно-Европейского кратона и За-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия, albaluev@yandex.ru

² Институт Океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

Балтийским щитом и областью перикратонного опускания ВЕК, выраженной серией ступеней, формируемых сбросами и сбросо-сдвигами, по которым поверхность архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров верхнерифейских, вендских (?) и фанерозойских образований платформы. С северо-востока область перикратонного опускания ограничена взбросо-сдвиговой зоной линеймента Тролльфьорд-Рыбачий-Канин. С точки зрения геодинамической позиции край Балтийского щита, а именно Мурманский блок и его ограничения также находятся в пределах зоны взаимодействия ВЕК и ЗАП в ходе их тектонической эволюции. Мурманский блок по составу пород и по структуре отличается от других доменов Балтийского щита. Блок сложен породами гранитного облика: плагиогранитами, мигматитами, чарнокитами-эндербитами, с редкими включениями амфиболитов и возможно гранулитов.

Западно-Арктическая платформа объединяет три главных тектонических элемента: Свальбардскую, Тимано-Печорскую и Карскую плиты, входившие в состав древнего палеоконтинента Арктида, причлененного в конце венда – начале кембрия (?) к раннедокембрийскому остову Восточно-Европейского кратона – Балтике, сформировав композитный палеоконтинент Аркт-Европа [2]. Впоследствии Арктида распалась при формировании циркумполярного бассейна Северного Ледовитого океана, оставив причлененным к ВЕК свой фрагмент в виде Западно-Арктической платформы с более молодым гетерогенным фундаментом. Современные Баренцевская плита и морская часть Тимано-Печорской плиты получили развитие уже как шельфовые плиты.

Вдоль шва ТРК Восточно-Европейский кратон с северо-востока обрамляет Канино-Тиманский (Канино-Варангерский) складчатый пояс тиманид, протягиваясь от п-ова Варангер до Поллюдова кряжа на Урале, захватывая краевую приграничную область Западно-Арктической платформы, включая Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты.

В результате полевых исследований последних лет [1] были установлены признаки надвигового перемещения толщ не только в самой шовной зоне ТРК и на п-ове Рыбачий, представляющий собой фрагмент складчато-надвигового пояса тиманид, но и к юго-западу от них в верхнерифейских и вендских терригенных толщах, слагающих полуостров Средний и относящихся к перикратонному прогибу ВЕК. Зафиксированы две фазы складчато-надвиговых деформаций с элементами левосдвиговых смещений, связанные с проявлениями активности и эволюцией линейментного шва, разделяющего п-ова Средний и Рыбачий. Наличие разно ориентированных разрывно-складчатых систем в зоне разлома здесь свидетельствует о полистадийном деформационном разви-

тии и может быть объяснено как минимум двукратным изменением кинематики смещений по разлому.

Большое значение имеет выявление в зоне разлома ТРК массивов дезинтегрированных гранитов, первично принадлежащих архейскому кристаллическому фундаменту и впоследствии тектонически «выжатых» в верхние горизонты коры в виде протрузий. Тела плагиогранитов образуют полого залегающие пластины, «вклиненные» между толщами рифейских отложений. Тела плагиогранитов претерпели наложенные складчато-разрывные деформации обеих кинематических стадий и свидетельствуют о проявлении мощного тектонического события, предшествовавшего складчатости и двухэтапным сдвиговым перемещениям по зоне разлома ТРК – шарьированию толщ рифея с севера на юг в сторону архейского кратона. На этом этапе была сформирована шарьяжно-надвиговая структура области сочленения двух платформ, элементы которой выявляются на п-овах Средний, Рыбачий и Канин. На юго-восточном продолжении разломной зоны, в пределах баренцевоморского шельфа, зафиксирован ряд аномалий гравимагнитного поля, по своим значениям идентичным массивам гранитоидных пород, погребенным под осадочным чехлом.

Выявлены и обоснованы [1] основные этапы тектонической эволюции области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы:

- заложение северо-восточной (в современных румбах) границы древнего остова ВЕК (Балтики) в результате раскола суперконтинента Палеопангеи – как минимум в среднем рифее;

- в течение всего позднего рифея и начала венда тиманская окраина Балтики оставалась пассивной: краевой бассейн оставался открытым в сторону океана;

- венд – средний кембрий (620–540 млн лет назад) – в этом интервале времени по разным данным [4, 5 и др.] происходит столкновение Балтики с Арктидой, формирование коллизионного орогена тиманид и, соответственно, конвергентного структурного шва ТРК. С этим событием, видимо, связаны и две фазы складчато-надвиговых деформаций, фиксирующиеся в пределах области сочленения двух плит;

- в среднем палеозое на область сочленения Балтики с Арктидой было оказано деструктивное воздействие процессов рифтогенеза, зарождающихся в позднем девоне в литосфере приключенной Арктиды. Глубокая переработка фундамента в области наложения Восточно-Баренцевского рифтогенного трога и связанного с ним магматизма на зону сочленения изменила и структуру потенциальных геофизических полей [1];

– в современную эпоху вдоль зоны сочленения двух платформ фиксируется тектоническая активность, выражающаяся в том числе и повышенной сейсмичностью. Линеамент Карпинского, формирующий современное ограничение Балтийского щита, проявляет наибольшую подвижность блоков фундамента как с вертикальной, так и со сдвиговой компонентой. Современные тектонические процессы в этой области связываются с раскрытием Северной Атлантики и Арктического океана.

Литература

1. Балувев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Тюпанов С.Н. Тектоника области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы // Геотектоника. 2016. № 5. С. 3–35.
2. Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген протоуралид-тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // ДАН. 2008. Т. 423. №6. С.774–779.
3. Оловянишников В.Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.
4. Орлов С.Ю., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Н., Соболева А.А., Удоротина О.В. Возрастные ограничения протоуральско-тиманской орогении по детритным цирконам // ДАН. 2011. Т. 440. № 1. С. 87–92.
5. Пучков В.Н. Тектоника и геодинамика тиманид // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Мат-лы междунар. научной конференции (III чтения памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. С. 104–109.

А.Н. Барышев¹

Геодинамические и тектонические основы минерагении: системный анализ их иерархической структуры и функциональных связей

Минерагения рассматривается как дисциплина (наука) о процессах общей дифференциации вещества Земли, его движения и структурирования, последовательно способствующих образованию полезных ископаемых, а в конечном итоге – руд месторождений [2]. В этом ее отличие от термина металлогения, данного Л. де Лоне в 1892 году, как область знаний, исследующую законы, управляющие распределением ассоциаций и разделением элементов в доступной части земной коры. Структу-

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), Москва, Россия

рирование отражает общий процесс самоорганизации систем на их разных иерархических уровнях. Минерагенические процессы протекают при сочетании градиентного термического, гравитационного и ротационного физических полей Земли. Главную роль при этом играют первые два. Весьма важную роль в дифференциации и структурировании вещества играет конвекция (лат. *convectio* – перенесение), основной причиной которой является гравитационная неустойчивость.

Зарождение конвекции имеет волновую природу. Когда сверху залегает слой более плотный, чем нижний, на их границе возникают волны разной длины, стремящиеся перевести систему в устойчивое состояние. В зависимости от мощности слоев, вязкости и разницы плотности их веществ существует такая доминирующая длина волны, при которой рост амплитуды происходит наиболее быстро [5]. Поэтому зарождение конвекции происходит дискретно в участках, расположенных через определенный шаг, равный длине этой волны, определяя периодичность конвективных структур в пространстве [1, 2].

Условия зарождения и протекания конвекции описываются уравнением Рэлея [1, 2, 4]. Неустойчивость вызывает конвекцию при достижении определенной величины критических чисел Рэлея. При первом числе $R_1 \approx 1700$ конвекция осуществляется в виде вала (стоячей волны), а при втором числе $R_2 \approx 10^4$ – сменяется поднятием в виде ячеей.

Валообразная конвекция сопровождается спредингом, выражается протяженными рифтогенами на мантийных поднятиях (срединно-океанические хребты, Урал). Спрединг не вызывает субдукцию. Она происходит только при сочетании с соседней конвективной ячейей. Ячеистая конвекция более продвинута. Фигурально выражаясь, она способна «вывернуть наизнанку» недра Земли. Это показано М.А. Гончаровым путем графического изображения математической модели фаз конвекции [4]. Модель в нашей интерпретации включает: а) извлечение (эдукцию) глубинных масс восходящим потоком, формирующим плюм в центре ячейи; б) растекание плюма с отжиманием силала на периферию (зона обдукции); в) зону субдукции - как нисходящие под плюм массы в виде сжатой синклинали, которая при приближении к центру ячейи в последующие фазы конвекции может извлекаться вверх и далее обдукцироваться на периферию, образуя шарьяжи, перекрывающие зону б. Крупные конвективные ячейи на картах обзорного масштаба ярко выражаются дугообразными поясами орогенных структур или островных дуг по периферии, а в центре депрессиями. Тип земной коры в центре ячейи может быть океаническим и субокеаническим (Тирренское море), континентальным (Эгейское море, центр Малой Азии с впадиной оз. Тус, Яно-Колымская ячейя, обрамляемая Верхоянским орогеном).

В древних ячеях обдуцированный сиаль (периферия зоны δ) соответствует щитам, например, Анабарскому и Алданскому по периферии Сибирской ячеи.

Конвекция инициируется в первую очередь в средах пониженной вязкости. К ним относится внешняя жидкая часть ядра Земли, астеносфера и ее зоны, магматические очаги. Не законами конвекции регулируется наиболее интенсивная дифференциация вещества Земли, происходящая на поверхности континентов, в континентальных бассейнах и шельфе океанов на продолжении рек. Но она оказывает очень большое влияние на состав протолита, участвующего позже в глубинной субдукционной и надсубдукционной геодинамике, определяя состав метаморфогенной и магматогенной минерализации.

Конвекция отражается в перекрывающем слое на высоту не более длины волны [5]. Поэтому с поверхности Земли на глубину мы фиксируем лишь все более длинные конвективные волны. При подъеме нагретого глубинного вещества в области меньшего литостатического давления уменьшается вязкость, становится возможной конвекция в меньших по мощности слоях. Отсюда формируется фрактальная структура системы, т.е. от крупного поднятия всплывает серия мелких, а от каждого мелкого – серия еще более мелких поднятий. Особенно резко вязкость меняется в субсолидусном состоянии вещества и частичном его плавлении в обстановке декомпрессии. Установлено, что в подобных системах уменьшению размера на один десятичный порядок должно соответствовать уменьшение вязкости на три порядка и времени развития процесса на два порядка. [1, 2].

В отличие от конвекции газовых и жидких сред, конвекция геологических масс, как правило, неустойчивая и отражает во многих случаях лишь начальные и ранние фазы ее развития. В связи с принадлежностью геологических структур разным фазам конвекции, масштабное ранжирование тектонических и минерогенических систем возможно только по их латеральным размерам, определяемым не меняющейся длиной доминирующей волны. На основе этого был выстроен масштабный и глубинный ряд конвективных систем, их геодинамических, тектонических и минерогенических связей и функций [1, 2]. Зарождение конвекции происходит, благодаря неустойчивости в системах: I порядка – в жидком ядре и мантии Земли; II порядка – в астеносфере и литосфере; III – в верхней части астеносферы; IV - на уровне первичных магматических очагов.

Геодинамика систем I–III порядков, в которых перемещение вещества происходит в квазитвердом состоянии, выполняет косвенные функции, влияющие на минерогению. Главные факторы влияния:

В системах I порядка (размер $\sim 10^4$ км), определяющих планетарные минерагенические провинции:

- расположение мантии над восходящей ветвью конвекции, сгущивание ее по периферии, приводящее к дифференциации общей литосферы на океаническую и континентальную;

В древнейшей одноячейстой конвективной системе глобального ранга весьма длительное перемещение масс коры и верхней мантии, вероятно, является одной из главных причин того, что полоса Пангеи, прилежащая к Палеопацифике, была обогащена оловом в ущерб самому океану. В настоящее время перемещенные фрагменты этой полосы – Восточная и Юго-Восточная Азия, Австралия, южная часть Африки, Южная Америка, разобщенные Индийским и Атлантическим океанами, содержат подавляющее большинство месторождений олова и иных оловосодержащих.

В последующей четырехячейстой конвективной системе глобального ранга происходит:

- на краях ячеек интенсивная астенизация верхней мантии при подъемах сгущенной средней мантии;

- изменение геохимической специализации литосферы и мантии при тектоническом расслоении;

- вскрытие литосферы трансформными крутопадающими глубинными разломами, возникающими в неоднородном поле ротационных сил Земли, что может способствовать миграции легкоподвижных (в том числе летучих) фаз глубинных компонентов по разломам, например, ругути;

- непрерывное перемещение астеносферных зон с запада на восток в ротационном поле Земли, определяющих позицию зарождения ячейстых конвективных систем II порядка: под мощной континентальной литосферой на восточной окраине Пацифики и под субокеанической и океанической литосферой на западной окраине; это определяет различие сочетаний факторов – разной по составу литосферы над конвектирующей мантией в виде плюмов II размерного порядка и мантийных валов, контролирующих океанические хребты и поднятия, то есть наличие разных типов источников (протолита) магматических очагов, в том числе рудоносных (систем IV порядка).

В системах II порядка, размером $\sim (0.52) \cdot 10^3$ км, определяющих минерагенические провинции:

- осуществляется дальнейшее преобразование строения литосферы и собственно земной коры, их общей геохимической и металлогенической специализации; в центре ячеек (окаинные моря, внутриконтинентальные изометричные депрессии, фундамент платформ) в литосфере

относительно усиливаются симатические черты специализации, а по периферии ячей (островные дуги, орогены активных континентальных окраин, щиты, обрамляющие платформы) усиливаются сиалические черты;

- краевые эффекты ячеистой конвекции систем II порядка определяют субдукцию, доставку в глубины продуктов, до этого прошедших дифференциацию, в том числе экзогенную; в субдукционной синклинали и осложняющих ее складках толщи расплющиваются с образованием сланцеватости, дополнительно происходит дифференциация с выжиманием-нагнетанием сред пониженной вязкости, метаморфогенных рудоносных флюидов, что проявляется во всех структурах более высокого ранга; эти процессы формируют золоторудные месторождения в углеродисто-терригенных толщах [3];

- весьма важным фактором может быть приобретение субдуцированными рудоносными толщами вертикального положения при их извлечении вверх конвективным потоком, когда оформляется фундамент краевых вулканоплутонических поясов; это обеспечивает регенерацию раннеорогенными интрузиями больших масс рудного вещества, несмотря на ограниченную площадь их сечения по горизонтали. Пример тому - формирование крупнейших медно-порфировых месторождений.

В системах III порядка, размером $\sim(1-2) \cdot 10^2$ км, определяющих миграногенные области (суперрайоны), осуществляется волнообразная дифференциация по мощности верхних пониженной вязкости слоев астеносферы, где создаются условия, наиболее благоприятные для образования крупных рудогенерирующих магматических очагов. Системы III порядка сначала были выделены теоретически. Их существование подтверждено сосредоточением через шаг около 300 км групп магматогенных месторождений меди и золота в суперрайонах Урала, групп кимберлитовых полей Сибири [1].

В системах IV порядка, размером $\sim(12) \cdot 10$ км, определяющих магматогенно-рудные узлы (МРУ) как первичные рудоносные магматические очаги и надочаговое пространство, реализуются подготовительные факторы систем III порядков (мощность перерабатываемой литосферы и земной коры, их суммарная геохимическая специализация, геологическая структура среды, превращаемой в магмы) и структур магматогенной тектоники. МРУ как волновые фракталы чередуются через шаг около 30 км. Пример тому - колчеданосные МРУ Рудного Алтая, Урала, расслоенные дунит-пироксенит-габбровые массивы с металлогенной Fe, V, Cu, Au, Pt, Pd (Платиноносный пояс Урала).

Литература

1. Барышев А.Н. Тектоника и металлогения: системный геодинамический и формационный анализ. М.: Новый хронограф, 2013. 112 с.
2. Барышев А.Н. Иерархия конвективных геологических систем и их минерагеническое значение // Отечественная геология. 2017. № 1. С. 19–27.
3. Барышев А.Н. Геологическая позиция и генезис золоторудных месторождений Байкало-Патомской территории в связи геодинамикой Центральной Азии // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 98–108.
4. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1978. 246 с.
5. Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 231 с.

А.Н. Барышев¹, Г.К. Хачатрян

Алмазообразование в связи с конвективной геодинамикой, формирующей фундамент платформ

Алмазообразование традиционно рассматривается в связи с геологией кимберлитов. В последние десятилетия кимберлиты считаются лишь транспортерами ксеногенных по отношению к ним алмазов. Время образования, генезис кристаллов алмаза и источник их углерода дискутируются. Преобладает мнение об их флюидно-магматическом генезисе, мантийной природе углерода. Во многих моделях алмазообразования существенная роль отводится субдукции в соответствии с тектоникой литосферных плит. В одних моделях (О.М. Розен и др.) субдукция служит лишь для доставки базит-гипербазитовых масс в высокотемпературные глубины вплоть до ядра Земли, где зарождается магматический плюм, который при подъеме и встрече с литосферным килем фундамента платформы образует кимберлиты, захватывая древние магматогенные алмазы. В других моделях (О.Г. Сорохтин и др.) литосферные плиты с океанической земной корой под собственной тяжестью при субдукции увлекают вниз экзогенные источники углерода, где на глубинах 150–200 км образуются алмазы и кимберлиты, которые при декомпрессии поднимаются в виде трубок со скоростью в десятки м/с.

Проведенное нами исследование свойств кристаллов алмаза практически из всех провинций мира привело к выводам об условиях их обра-

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), Москва, Россия

зования в связи с конвективной геодинамикой, формирующей фундамент платформ, и сопряженной с ней субдукцией. Это следует из ряда фактов и положений.

1. Методом ИК-спектроскопии в более чем 5.5 тыс кристаллах алмаза из 96 объектов (трубок и россыпей) изучено распределение структурных примесей азота. Определено общее его содержание (N_{tot}), концентрации в виде двойных (A) и четверных (B) атомных кластеров в кристаллической решетке алмаза. Согласно теоретическим и экспериментальным исследованиям (диаграммы Тейлора-Милледж), соотношения N_{tot} и $\%B/(A+B)$ отражают разные относительные температуры кристаллизации алмаза. По соотношениям N_{tot} и $\%B/(A+B)$ для каждого месторождения выделены популяции – статистически значимые группы кристаллов. Они дополнительно охарактеризованы типом минеральных включений в кристаллах, которые отражают состав среды алмазообразования. Популяции в свою очередь группируются в множественные ассоциации с определенным комплексом свойств, образуя 6 типов. Установлено: в ряду популяций от типа V к типу I имеет место тенденция уменьшения содержания азота, увеличения его агрегации ($\%B$) и соответственно температуры алмазообразования. Минимальным содержанием азота и высокой температурой обладают кристаллы популяции типа I, которые содержат включения высокобарических минералов (мейджорита, вюстита и др.). Это характеризует вертикальную зональность популяций от типа V к более глубинному типу I [3]. В каждом объекте выделены главная (~50% алмазов) и второстепенная ($\geq 25\%$) популяции.

2. На Сибирской платформе размещение главных популяций имеет двустороннюю с элементами концентричности латеральную зональность: наиболее высокотемпературные популяции расположены в центре этой провинции, а наименее – соответственно по периферии [3]. То есть главная геолого-структурная зона (или сочетание зон) фундамента платформы, где происходил рост кристаллов алмаза, имеет трехмерную морфологию, подобную уплощенному перевернутому конусу.

3. Главным фактором образования алмазов является реакция оксидов углерода или карбонатов с углеводородами. Дискутируется мантийная или первично экзогенная (биогенная) природа углеводорода. В алмазах из кимберлитов нами обнаружены примеси органического вещества и установлена обратная корреляция его содержания с концентрацией структурной примеси водорода в кристаллах. В сочетании с легким изотопным составом углерода, характерным для биомассы, это свидетельствует об участии биогенного вещества в образовании алмаза и содержащихся в нем водородных центров [4]. То есть источник вещества

был сначала субдуцирован в глубины Земли, где произошло образование алмаза [1, 2].

4. Условия роста алмаза отражены в морфологии и структуре кристаллов. На кристаллизацию в твердой среде при стрессе указывают: уплощенность формы кристаллов; их деформации при росте с образованием трещин скалывания, не выходящих во внешние зоны кристалла; наличие трещин отрыва в кристалле, заполненных алмазным веществом последующей генерации; резкое изменение механизма роста и морфологии внутренних частей алмаза, которые отражают поворот растущего кристалла вместе с пластически деформируемой вмещающей средой, что возможно перед и при землетрясениях.

5. Стресс является главным фактором регионального метаморфизма. Поэтому закономерно то, что, контуры зональности популяций алмаза параллельны контурам древних толщ с возрастом метаморфизма 1.8–2.0 млрд лет, которые обрамляют Сибирскую платформу. Этот факт служит основанием для датировки аналогичного возраста большинства алмазов данной провинции.

6. Морфология главной геолого-структурной зоны (или сочетания зон) фундамента платформы в виде перевернутого конуса, где происходило образование алмаза, соответствует субдукционным зонам, развивающимся по краям конвективной ячей. Они отличаются от зон субдукции по модели тектоники плит рядом признаков. Во-первых, парностью и встречным падением, подобно зональности популяций, в отличие от плейттектонической субдукции, приводящей к однонаправленной зональности изменения свойств или возраста алмазов. Во-вторых, геологической структурой: не в форме плит, а в виде сжатой лежачей синклинали, ядро которой подвержено стрессу. Это соответствует отмеченным условиям роста алмаза. В-третьих, в отличие от океанических литосферных плит, субдуцируемых перед глубоководным желобом, субдукция на краю конвективных ячеек захватывает шельфовые фации окружающих ячеек бассейнов с континентальной корой, что определяет общие минерагенические особенности платформы, отличные от континентальных окраин.

По данным вертикальной и латеральной зональности популяций построен схематический разрез структуры фундамента Сибирской платформы и ее периферии как отражение фазы неустановившейся ячейистой конвекции (рисунок). Асимметричность ячеек является закономерной, связанной с тенденцией дрейфа литосферы к экватору под действием центробежных сил в ротационном поле Земли, отмеченной ещё Л.Этвёшем в 1913 г. Это же соответствует меньшей ширине проекций зон типов популяций на севере по сравнению с южной частью. Из раз-

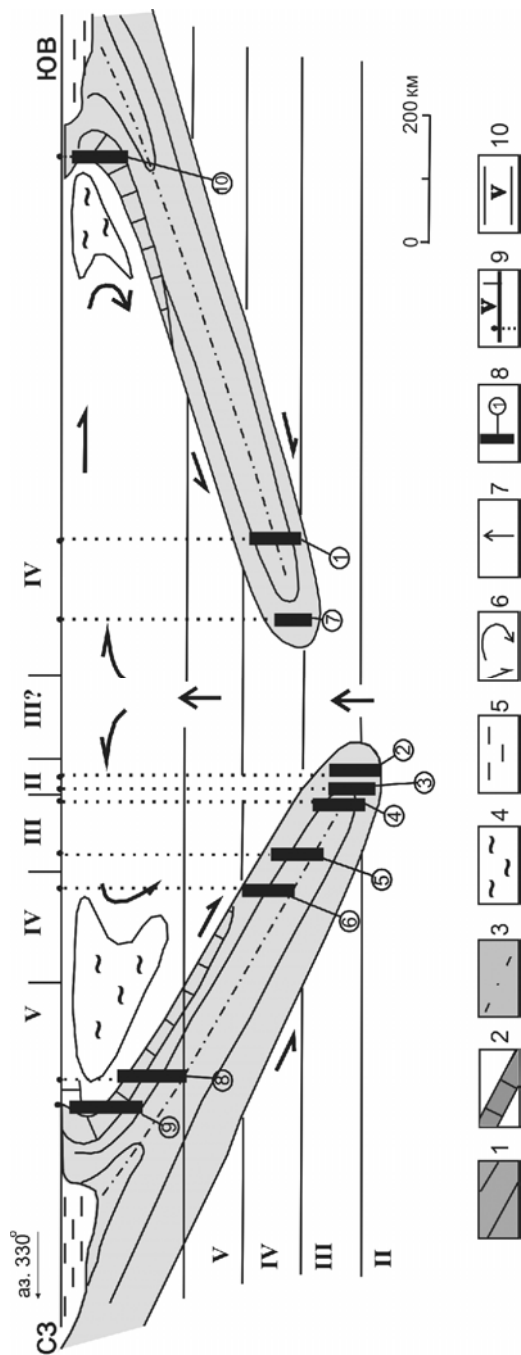


Рисунок. Позиция алмазоносных зон субдукции в литосфере Сибирской провинции в конце раннего – начале среднего протерозоя (пресс-проекция на сечение по линии аз. 330°).

1, 2 – субдупцированные толщи краевых бассейнов с ультрабазит-базитовым основанием (1), шельфовые фации этих бассейнов (2); 3 – осевые поверхности субдукционных синклиналий; 4 – архей-протерозойские толщи плитов; 5 – краевые бассейны; 6 – направление конвекции масс верхней части литосферы; 7 – направление восходящей ветви (плума) конвекции мантии; 8 – позиция вертикальных интервалов зоны субдукции, которые обеспечивают: алмазоносность кимберлитов в трубках Мир (1), Удачная (2), Молодость(3), Поисковая (4), Ленинград (5), Малокуанаская (6), Наканского поля (7), алмазы Поппайской структуры взрывных бреждей (8), щелочно-мафит-карбонатитовые расслоенные и кольцевые массивы периферии Анабарского (9) и Алданского (10) щитов; 9 – проекция трубок и массивов, соответствующих зонам популяций; 10 – глубинные уровни формирования типов популяций алмаза (римские цифры). Вертикальный масштаб разреза условный

реза следует, что наиболее алмазоносной частью мантии служит весьма ограниченный вертикальный интервал субдупцированной литосферы, особенно тот, который близок к ядрам субдукционных сжатых синклиналей, представляющий зону главных популяций алмаза. Этот интервал меняет свою глубину, создавая латеральную зональность популяций. Верхние и нижние части продуктивного интервала обеспечивают наличие в трубках второстепенных популяций алмаза, смежных по своим характеристикам с главными популяциями

Зональность популяций позволяет рассматривать позицию проявлений карбонатитового и щелочного магматизма на периферии платформы как закономерную в той же общей концентрической зональности. При субдукции толщи с фациями шельфа переворачиваются кровлей вниз. Будучи затянутыми конвективным процессом под породы верхней части мантии, они оказываются в обстановке гравитационной неустойчивости, которая при особых условиях приводит к карбонатитовому и щелочному магматизму. Наличие в зоне субдукции толщ в нормальном и перевернутом залегании при их адвекции в виде колонн приводит к двум противоположным типам (центробежной и центростремительной) зональности в кольцевых массивах, сочетающих щелочные ультрамафиты и карбонатиты, что было отмечено В.И. Смирновым.

В целом разрез может быть интерпретирован и как механизм формирования, по крайней мере, части погруженного в астеносферу литосферного кия, выявленного под Сибирской платформой А.В. Манаковым на основе магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Представленные нами субдукционные зоны, имеющие падение навстречу друг другу, ограничивают по краям клинообразный блок мантии. Расплющивание толщ, образование кристаллизационной сланцеватости в зонах субдукции неизбежно приводят к снижению эффективной вязкости – главного признака астеносферы. В зонах субдукции по краям кия сланцеватость, флюидизация могут в значительной мере определять отличие электромагнитных свойств этих зон от остальной части мантии, фиксируемых МТЗ.

Таким образом, трехмерная зональность популяций алмаза в минералогической провинции дает реальный вещественный фактический материал для подтверждения конвективной модели развития фундамента платформы, которая до этого строилась, на основе общих тектонических, тектонофизических положений и геофизических интерпретаций [1].

После субдукции история разных частей алмазоносных толщ литосферы различна. Часть алмазоносной среды поднимается в виде фрактальной системы: сначала на крупном волнообразном поднятии субду-

цированных толщ вырастает серия мелких поднятий, а далее на мелком – серия еще более мелких, в конечном итоге переходящих в кимберлитовые трубки палеозоя и мезозоя.

Кимберлитовый вулканизм, оторванный во времени от образования алмазов в глубинах Земли, сопряжен с иной геодинамикой. Одним из главных факторов развития кимберлитового вулканизма является гравитационная неустойчивость в смыкающих крыльях линейamentных флексур, осложняющих геологическую структуру субдуцированных толщ [1]. Другим фактором может быть снижение давления в обстановке трансенсии, сопровождающей сдвиги.

Литература

1. Барышев А.Н. Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 20–35.
2. Барышев А.Н., Хачатрян Г.К. Влияние тектонического поля напряжений на механизм роста, структуру алмаза в связи с общей геодинамикой алмазообразования // Отечественная геология. 2015. № 12. С. 46–60.
3. Хачатрян Г.К. Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 29–40.
4. Хачатрян Г.К. Органическое вещество в алмазах из кимберлитовых источников: генетическая информативность // Руды и металлы. 2017. № 3. С. 77–84.

Г.В. Баскакова¹, А.М. Никишин²

Особенности строения района Керченско-Таманской зоны на основе палеореконструкции регионального разреза

Для восстановления истории осадконакопления отложений палеоцен-плиоценового возраста, был выбран композитный сейсмогеологический профиль через Западно-Кубанский и Керченско-Таманский прогибы, Анапский выступ, Туапсинский прогиб и вал Шатского. На первом этапе работы была проведена увязка морских сейсмических профилей между собой и с геологическим профилем на суше, интерпретация основных несогласий, стратиграфическая привязка горизонтов и выделение тектонических нарушений, принципиально важных для понима-

¹ ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия; g_baskakova@rn-exp.rosneft.ru

² МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия; nikishin@geol.msu.ru

ния геологической истории исследуемого региона. По сейсмическим профилям было выделено несколько границ несогласий от кровли отложений юрской системы до кровли отложений понтического горизонта неогенового периода. Отражающий горизонт, отвечающий кровле юрских отложений, хорошо выделяется в районе Вала Шатского. В Туапсинском и Керченско-Таманском прогибах из-за большой глубины залегания разделение меловых и юрских отложений по имеющимся данным не всегда возможно, поэтому граница проведена условно, согласно принятой геологической модели. При составлении стратиграфической модели региона были использованы данные имеющихся скважин и обобщающие сведения о геологическом строении региона [1, 5, 6].

Основной целью исследований стал Керченско-Таманский прогиб и зона Анапского выступа. Часть Туапсинского прогиба и вала Шатского в данной работе рассмотрены в качестве дополнительных соседних тектонических элементов. По результатам работ были сделаны следующие выводы:

Анапский выступ является морским продолжением орогена Большого Кавказа. Нами показано, что на месте Анапского выступа в юре-эоцене был относительно глубоководный бассейн, который на суше переходил во «флишевую» зону Большого Кавказа. Эта гипотеза предлагалась и ранее [1, 7, 8], но с помощью построения сбалансированного разреза и реконструкции по нему геологической истории это предположение четко обосновывается. В работе показано, что Анапский выступ активно формировался в олигоцене в результате инверсии бывшего рифтового прогиба.

Складчатые деформации с конседиментационным ростом пологих подводных складок в районе Анапского выступа начались еще до майкопа (олигоцена). Время начала деформаций без хроностратиграфической привязки по данным бурения не может быть достоверно обосновано, однако, по нашим предположениям, первые деформации начались в начале эоцена. В Крыму фаза тектонических движений и эрозии до 200–400 метров была перед накоплением толщи нуммулитовых известняков в ипре (раннем эоцене), следующая фаза деформаций была перед накоплением отложений майкопа примерно на границе эоцена и олигоцена [7, 8]. В Черном море в Абхазии на Гудаутском поднятии выделенное на сейсмических профилях основное угловое несогласие предполагается как внутри-ипрское [7, 8], хотя его возраст в настоящее время не обоснован данными бурения. В Азовском море имеется так называемый Азовский вал. В его пределах отложения майкопа перекрывают более древние отложения с угловым несогласием, при этом отложения эоцена характеризуются изменчивой мощностью и формировались синхронно

со складчато-надвиговыми деформациями [1]. Новые данные показывают, что в районе Западного Кавказа и Крыма первые фазы альпийских деформаций также начались в эоцене, но точный возраст может быть определен только после бурения.

Отложения майкопа Анапского выступа по литологии могут отличаться от одновозрастных отложений Туапсинского и Керченско-Таманского прогибов, так как в майкопское время зона Анапского выступа представляла собой относительное поднятие.

По мере развития инверсионной зоны района Анапского выступа постепенно менялся стиль деформаций. Вероятно, в эоцене формировались очень пологие конседиментационные складки. В майкопское время шло формирование складок и взбросов. В миоцене формировались крупные надвиги. Общее сокращение по ширине составило около 20 км при формировании складчатой зоны в районе Анапского выступа. Авторы выражают благодарность компании ПАО «НК «Роснефть» за предоставленную возможность использования и публикации материалов. Мы признательны В.Е. Вержбицкому, Н.А. Малышеву, А.В. Дердуге, М.В. Новиковой, М.В. Скарятину и Н.А. Кулюкиной за полезные дискуссии и советы в написании данной работы. Работа А.М. Никишина частично выполнена в рамках гранта РФФИ (15-05-03004).

Литература

1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
2. Туголесов Д.А. и др. Тектоника мезозойских–кайнозойских отложений Черноморского бассейна. М.: Недра, 1985. С. 185.
3. Okay A.I., Sahinturk O. Geology of the Eastern Pontides / Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. Ed. by A.G. Ro-binson // AAPG Memoir. 1997. V. 68. P. 291–311.
4. Okay A.I., Tuysuz O. Geology of the Eastern Pontides. A guide book. Istanbul, Turkey: Istanbul Technical University, 2003. 76 p.
5. Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никишин А.М. Современный рост складок, процессы эрозии и седиментации в глубоководной части Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3Д сейсморазведки // ДАН. 2011. Т. 439. № 1. С. 76–78.
6. Митюков А.В., Никишин А.М., Альмендингер О.А. Седиментационная модель майкопских отложений Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3Д сейсморазведки и полевым работам на Западном Кавказе и в Крыму // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4: Геол. 2012. Т. 4. № 2. С. 5–20.
7. Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirel A., Wannier M., 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. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017

8. Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., 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. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018

9. V. Starostenko et al. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2016. V. 428. P. 199–220.

Н.А. Божко¹

О некоторых вопросах суперконтинентальной тектоники

В работах ряда исследователей высказывается мнение о том, что наиболее важным событием в науках о Земле после появления тектоники плит является признание того, что история Земли определяется сборкой и разборкой суперконтинентов. Безотносительно этой оценки, имеются основания считать, что к настоящему времени произошло обособление суперконтинентальной тектоники в крупную самостоятельную ветвь геотектоники, отражающую события первого порядка в глобальной геодинамике и содержащую обширную проблематику.

Одна из первых проблем связана с продолжительностью и структурой суперконтинентального цикла (СЦ). Понятие о СЦ было впервые введено Т.Р. Уорсли с соавторами [15, 16]. Продолжительность его оценивалась около 500 млн лет, что дало основание для выделения четырех допангейских суперконтинентов. Вместе с тем, общепринятой длительности СЦ не существует до настоящего времени. Так, из датирования образования суперконтинентов, приведенного в работе [13] вытекает цикличность в 700–800 млн лет. Другие авторы оценивают ее в 600 млн лет, 500–700 млн лет, 900 млн лет, в интервале 300–500 млн и т.д. Предложенный автором в 2001 г. на основании анализа данных по двум последним суперконтинентам СЦ в 395–400 млн лет [1] в целом находит подтверждение современными геологическими данными, а также коррелируется с галактической цикличностью [4, 5], вариациями интенсивности палеомагнитного поля [8]. В структуре цикла выделяются собственно суперконтинентальная (150 млн лет) и межсуперконтинентальная (250 млн лет) стадии, отражающие смену двух состояний Земли: один континент – один океан и несколько континентов – несколько

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

океанов. Каждая из этих стадий состоит из двух фаз. Первая включает фазу интеграции (90 млн лет), когда в новообразованном суперконтиненте продолжают господствовать условия сжатия и фазу деструкции (65 млн лет) с намечающейся тенденцией к распаду в виде континентального рифтогенеза. Вторая стадия содержит фазы фрагментации (распада) в 85 млн лет и конвергенции (сборки) в 165 млн лет. В развитии суперконтинентального цикла обнаруживается взаимодействие механизмов тектоники плит и мантийных плюмов. Сборка суперконтинента происходит за счет процессов субдукции и коллизии в фазу конвергенции. В период существования суперконтинента за счет эффекта теплового экрана создаются условия для процессов, связанных с действием мантийных плюмов: андерплейтинга, континентального рифтогенеза, основного магматизма, высокотемпературного метаморфизма.

Предложенная цикличность позволила выявить существование в почти трехмиллиардной истории Земли семи суперконтинентальных циклов и соответствующее число суперконтинентов, что меньше количества «общепринятых» (Кенорлендия, Колумбия, Родиния, Паннотия и Пангея), которые при этом вписываются в означенную цикличность с периодом 400 млн. Такое различие обусловлено тем обстоятельством, что не учитывается существование суперконтинентальных циклов, характеризующихся неравномерным, «неполным» распадом предшествовавших суперконтинентов, локализующимся лишь в одном сегменте поверхности Земли, тогда как значительная ее площадь остается вне распада. [2]. Суперконтиненты, возникшие в результате подобных циклов, находящиеся по возрасту между Кенорлендией и Колумбией и между последней и Родинией были названы соответственно Ятулией и Готией. О существовании суперконтинентов на данных временных уровнях имеются указания в геологической литературе. Так, М. Берли и соавторы предполагают формирование суперконтинента на рубеже около 2.4 млрд лет [6], а Д.Мирт указывает на существование предродинийского континента, с возрастом около 1.5 млрд лет [10].

Остается невыясненным вопрос, изменяется ли во времени продолжительность и содержание суперконтинентального цикла. Исследования изотопов гафния в датированных зернах циркона свидетельствуют об относительно постоянной скорости роста коры [7], что позволяет предполагать отсутствие резких изменений в продолжительности суперконтинентального цикла, хотя существует мнение [9] о чрезвычайной изменчивости длительности суперконтинентальных циклов в диапазоне от 500 до 1000 млн лет, что по существу отрицает существование одного среднего значения. Последнее представляется менее вероятным и противоречащем имеющимся данным. Вместе с тем, проблема

требует дальнейшей разработки. Это же касается изменения содержания суперконтинентальной цикличности во времени. Такие изменения выявляются в исчезновении циклов с неполным распадом суперконтинентов после 1000 млн лет, увеличении размеров плит.

Важной проблемой является выяснение роли тектонической унаследованности и упорядоченности в ходе суперконтинентальной цикличности. Этот вопрос рассматривался в ряде работ. Неоднократное проявление нескольких циклов Вильсона в пределах одной и той же подвижной зоны [3, 14], распад и сборка суперконтинентов вдоль высокobarических гранулитогнейсовых поясов [3], установление значительных аналогий между реконструкциями суперконтинентов разного возраста по палеомагнитным данным [11] указывают на то, что суперконтинентальная цикличность развивалась на фоне тектонической унаследованности и упорядоченности структурного плана Земли.

За рамками остался широкий круг вопросов, связанных с данной темой, таких как: существование древнейших суперконтинентов, суперконтинентальная цикличность и мантийная конвекция, суперконтиненты и дисимметрия Земли, суперконтиненты и металлогения, суперконтиненты и развитие органического мира и многие другие, являющиеся объектами суперконтинентальной тектоники.

Литература

1. Божко Н.А. Суперконтинентальные циклы, эпизоды роста коры и глобальные геодинамические инверсии в эволюции биполярной Земли // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы научного совещания. Иркутск, 2001. С. 33–36.
2. Божко Н.А. О двух типах суперконтинентальных циклов // Вестн. Моск. ун-та. 2011. Сер. 4. геол. № 5. С. 15–24.
3. Божко Н.А. О пространственной упорядоченности и унаследованности в ходе глобальных тектонических процессов // Современное состояние наук о Земле: Тез. докл. М.: Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2011. С. 251–255.
4. Панкуль Л.И. Фазы и циклы планетогенеза. Алма-Ата: Наука, 1968. 143 с.
5. Чуйкова Н.А., Семенов К.В. Зависимость частоты инверсий геополя от положения солнечной системы в Галактике // Тр. ГАИШ. 1996. Т. 45. С. 136–147.
6. Barley M.E., Bekker A., Krapez B. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 238. P. 156–171.
7. Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data // Lithos, 2010. V. 119. P. 457–466.
8. Biggin A.J., Thomas D.N. Analysis of long-term variations in the geomagnetic poloidal field intensity and evaluation of their relationship with global geodynamics // Geophys. J. Intern. 2003. V. 152. Is. 2. P. 392–415.

9. *Condie K., Pisarevsky S.A., Korenaga J., Gardoll S.* Is the rate of supercontinent assembly changing with time? // *Precam. Res.* 2015. V. 259. P. 278–289.
10. *Meert J.G.* Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia // *Gond. Res.* 2002. V. 5. P. 207–215.
11. *Meert J.G.* Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: the search for pre-Pangean supercontinents // *Geoscience Frontiers*. 2014. № 5. P. 155–166.
12. *Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M.* The supercontinent cycle: A retrospective essay // *Gond. Res.* 2014. V. 25. № 1. P. 4–29.
13. *Rogers J.J.W., Santosh M.* Supercontinents in Earth history // *Gond. Res.* 2003. V. 6. P. 357–368.
14. *Thomas W.A.* Tectonic inheritance at the continental margin // *GSA Today*. 2006. V. 16. № 2. P. 4–11.
15. *Worsley T.R., Nance R.D., Moody J.B.* Plate tectonic episodicity: a deterministic model for periodic “Pangeas” // *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*. 1982. V. 65. № 45. P. 1104.
16. *Worsley T.R., Nance R.D., Moody J.B.* Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years // *Marine Geology*. 1984. V. 58. P. 373–400.

Диагональная сдвиговая система Западно-Сибирской геосинеклизы

Рассматривая последовательный ряд структурных карт Западно-Сибирской геосинеклизы, включая карту по подошве мезо-кайнозойского чехла (отр. гор. А), по кровле нижней юры (отр. гор. Т₄) и выше до кровли сеномана (отр. гор. Г), мы обратили внимание на то, что имеется своеобразный устойчивый рисунок типа флексур [1], который рассекает все структурные элементы надпорядкового ранга геосинеклизы. Этот структурный рисунок наиболее четко отображается в верхней структурной карте, т.е. по отражающему горизонту Г (рис. 1). Представленная зона имеет прерывистое распространение и включает несколько пар валов, на части которых были открыты с помощью 3Д сейсморазведки надсеноманские сдвиговые элементы. Аналогичные послесеноманские элементы сдвига-взбросового типа были зафиксированы также на Русском поднятии (рис. 2), [2]. Примечательной особенностью отдельных звеньев основной зоны было то, что эти дизъюнктивы оказались консеквентными относительно разломов в фундаменте, где вертикальная амплитуда разлома достигла 1000 м и более, как это установлено в Верхореченской зоне, а в кровле сеномана она составляла 200–250 м. Такие соотношения явились основанием предполагать, что послесеноманские дислокации – многоэтапные: сначала формировались валы, затем они осложнялись разломами и обвязаны реверсным движениям блоков фундамента, т.е. с возвратом на прежнее место, хотя бы на часть пространства первоначального горизонтального смещения.

В итоге на валах, где зафиксированы «зарождающиеся», как их назвал Г.Н. Гогоненков, сдвиги, т.е. в чехле горизонтальное смещение измеряется единичными метрами (!), а не тысячами километров, как считает Филиппович Ю.В., изображая дизъюнктивы прямолинейными линиями. Действительный рисунок дислокаций отображает прерывистость разломов, и вся зона состоит из звеньев, протяженностью около 50 км каждое. Мы эту шовную зону называем Арктико-Етыпурской.

Поскольку сдвиговая диагональная зона, а также несколько удаленные от нее системы, рассекают всю Западно-Сибирскую геосинеклизу, и ее отображение в целом не изменило целостность геосинеклизы (она не вышла за пределы Новой Земли и Алтае-Саянской складчатой облас-

¹ Сибирский научно-аналитический центр, НАО СибНАЦ, Тюмень, Россия

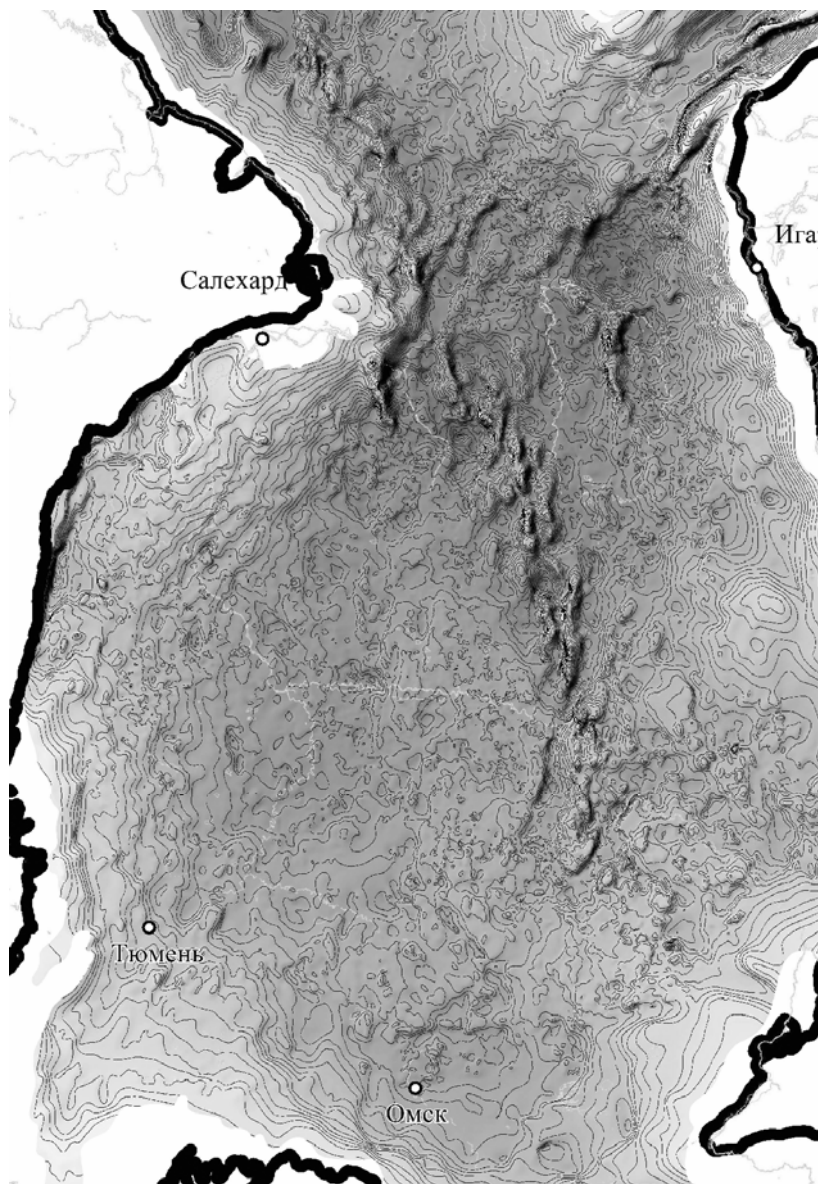


Рис. 1. Диагональная сдвиговая система Западно-Сибирской геосинеклызы

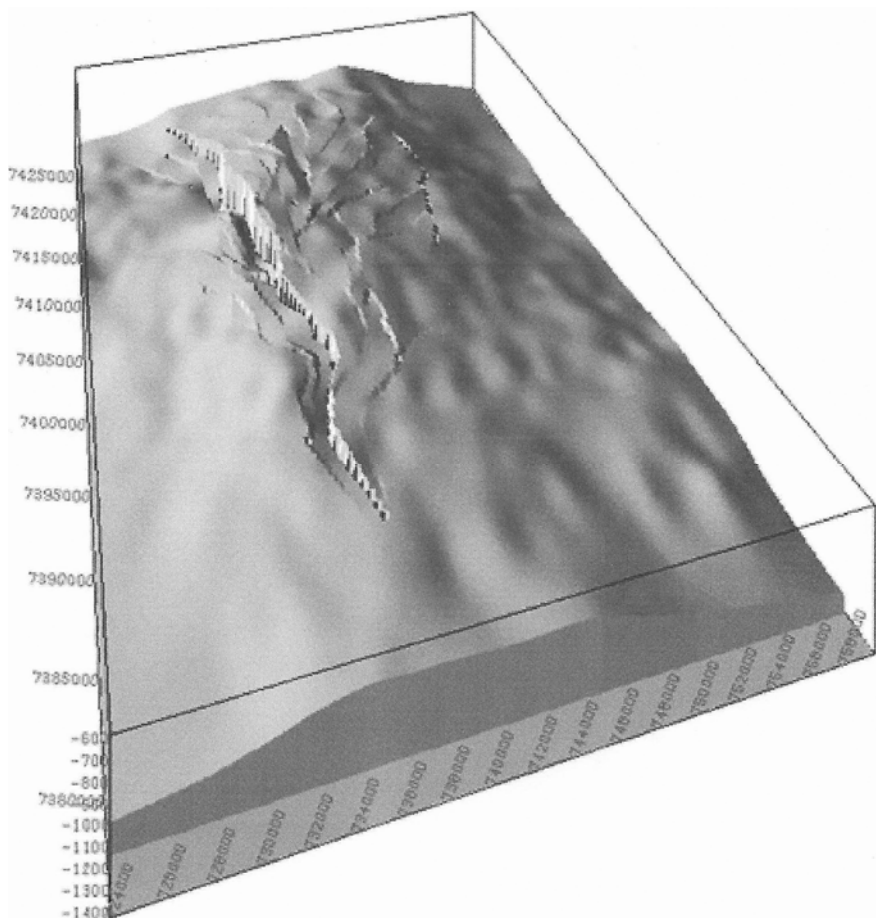


Рис. 2. Аксонометрическое изображение сдвигов Русского месторождения (сеноман)

ти), оставаясь внутренним элементом геосинеклизы, то ее происхождение мы связываем с всесторонним сжатием земной коры всего региона или даже планетарного масштаба. Земная кора планеты как-то коробилась неравномерно, оставляя региональные метки.

Как же тогда объяснить наличие именно сдвиговых деформаций? Мы предполагаем, что основное горизонтальное напряжение в сфере земной коры было направлено с СЗ на ЮВ так, что максимум напряжения распространялся по западной половине объекта – Западно-Сибирской геосинеклизы и по форме напоминал эксперимент, если модель

перевернуть [4]. Указанное послесеноманское напряжение в земной коре согласно теоретической механике и наблюдениям над глубокофокусными землетрясениями распространялось в виде волн. Поскольку земная кора неоднородная в акустическом плане, то напряжение, шедшее по западной половине, более сдавленной, не совпадало с дислокациями-волнами восточной половины, и там, где имелись древние ослабленные зоны или разломы, происходило упругое и разломное смещение гребней-валов. Еще раз обращаем внимание на то, что в Западной Сибири диагональная сдвиговая шовная зона лишь с востока имеет звенья – апофизы (?), как это выявлено в эксперименте с левой стороны штампа на рисунке в работе Э.Ога [4]. Напряжение в земной коре сначала приводит к формированию валов, затем сдвигов.

Волновая геодинамика земной коры, представления о которой были описаны еще А.П. Карпинским [3], позволяет нам глубже понять структурные реалии. Неомобилисты, как известно, стараются распрямить складки в палеозойском фундаменте уралид, «загоняя» Магнитогорский синклиниорий Южного Урала к Новосибирску в девонскую эпоху. Их не смущает, что при этом к западу от Урала должно быть зияние в земной коре, а восточнее Новосибирска сжатие в 2000 км. Именно эти аргументы заставляют нас, как и других обратиться к волновой геодинамике. Первым гребнем волн мы считаем Новую Землю и Таймыр. Вторым на обрамлении будет плато Путорана и Средний Урал.

Литература

1. *Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Деценя Н.П., Монастырев Б.В.* Гигантские флексуры в чехле Западно-Сибирской геосинеклизы и их отображение в потенциальных полях. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассейна // Материалы докладов третьей Всероссийской научно-практической конференции. Ч.1. Тюмень: Изд-во Вектор Бук, 2004. С. 143–145.
2. *Бочкарев В.С., Попов А.И.* Роль разломов в формировании залежей нефти и газа Русского месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 2001. № 5. С. 49–50.
3. *Карпинский А.П.* К тектонике Европейской России // Известия РАН. VI серия. 1919. № 12–15. С. 573–580.
4. *Ог Э.* Геология. Т. 1. Геологические явления. М.; Л.; Н.: Гос. научно-технич. горно-геолого-нефтяное изд-во, 1933. 576 с.

Индукционная геодинамика Западно-Сибирской геосинеклизы

В соответствии с разработками классической тектоники, заложенной А.П. Карпинским (1919), В.А. Обручевым (1927), А.Д. Архангельским, Н.С. Шатским (1933), а также работой Р.Г. Гарецкого, А.Е. Шлезингера и А.Л. Яншина (1965) четко показано, что рама геосинклиналей или форланд, по Э.Зюссу, не является пассивной, а представляет собой активизированную зону наведенного тектогенеза соседней геосинклинальной области. Так, А.П. Карпинский установил, что в пределах Русской платформы прогибы в виде морских заливов всегда параллельны Уралу в палеозойское время и Кавказу – в мезозойско-кайнозойские эпохи. Э. Краус (1959 г.) такие связи объяснял наличием общих глубинных течений в мантии. Формирование передовых прогибов на платформах явно происходит из-за «накатывания» орогенеза из складчатой области, если он достаточно интенсивный, на платформу (Гарецкий и др., 1965). Область интенсивного орогенеза в Западной Сибири явилась причиной периферийного траппового магматизма (рис. 1).

До некоторого времени загадкой являлись траппы и плато-базальты на платформах, формирование которых часто связывали со случайными плюмами (Альмухамедов и др., 1998; Гусев и др., 1991; Добрецов, 2003, 2005). Однако, плюмы – явление глубинное, от ядра Земли (Иванов, 2005). А траппы Западной Сибири, синхронные траппам Сибирской платформы (Добрецов, 2003), имеют гелиевую характеристику малых глубин. Кроме того, их низкокалийевый тип и большое количество туфов свидетельствует о незначительной глубине магматического очага (Кременецкий, Гончаров, 1997), порядка 40–60 км.

Важно подчеркнуть, что траппы и плато-базальты на платформах располагаются по периферии складчатых областей в виде цепочек, параллельных им, и их кратковременность, в отличие от долгоживущей горячей точки Исландии и Гавайских островов. При этом импульс магматизма на платформах чаще всего совпадает с главной складчатостью, как в Западной Сибири, так и в Западной Европе, включая Рейнские сланцевые горы, Нижне-Рейнский грабен, Французское плато и т.д. В некоторых случаях, как траппы полуострова Декан, траппы формируются в век проявления какой-либо интенсивной фазы складчатости, а на Тимано-Печорской плите – дважды – в девоне и раннем триасе (рис. 2), но со смещением в плане.

¹ Сибирский научно-аналитический центр, НАО СибНАЦ, Тюмень, Россия

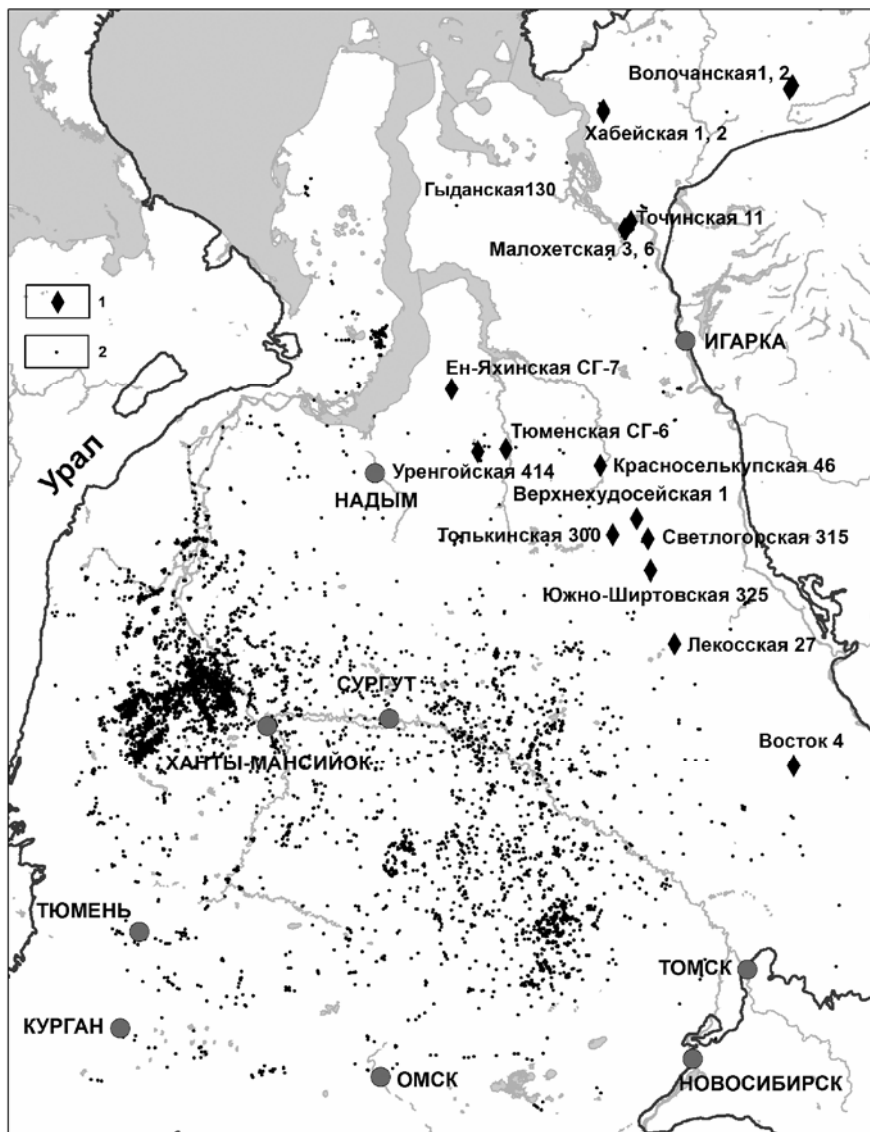


Рис. 1. Обзорная карта Западно-Сибирской геосинеклизы
1 – скважины, вскрывшие пермо-триасовые траппы; 2 – прочие скважины, вскрывшие доюрские толщи, включая Гыданскую 130

В Сибири магматизм происходил по более сложной схеме. На Сибирской платформе основной этап траппового магматизма приходится

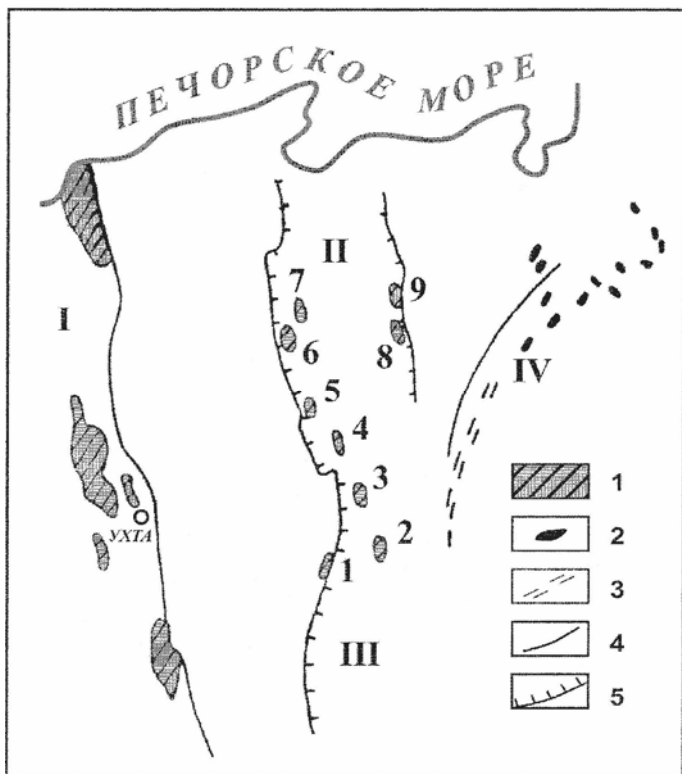


Рис. 2. Схема распространения магматических горных пород в осадочном чехле Тимано-Печорской провинции (по Беляковой и Кушнаревой, 1986 г.)
 1 – девонские; 2 – триасовые; 3 – дайки по магнитным данным; 4 – границы тектонических элементов; 5 – зоны глубинных разломов. Тектонические элементы: I – Тиман, II – Печоро-Колвинский авлакоген, III – Илыч-Чикшинская зона разломов, IV – Гряда Чернышева. Площади бурения: 1 – Исаковская, 2 – Западно-Соплесская, 3 – Кыртаельская, 4 – Северо-Кожвинская, 5 – Дзеля-Тереховейская, 6 – Средне-Шапкинская, 7 – Юрьяхинская, 8 – Возейская, 9 – Харьягинская

на 250 ± 2 млн лет (Добрецов, 2005; Соболев и др., 2007). Но в Норильском районе обозначилась интрузия сложного состава – Болгохтохская с U-Pb возрастом цирконов в 239 млн лет (Добрецов, 2005). На южном Таймыре выявлены лампрофиры близкого возраста. В Западной Сибири пермо-триасовые траппы выявлены только в ее северной и восточной частях (см. рис. 1), но западнее в пределах области уральской складчатости, завершившейся 245–250 млн лет назад [1], в среднетриасовую эпоху произошел унаследованный аркогенез с формированием более

100 эпиорогенных грабен и риолит-базальтовым магматизмом, который растянулся на отрезок времени от 245 до 200 млн лет и был типом свободного излияния базальтовой лавы по трещинам. Трапповый магматизм Сибирской платформы происходил с выбросами туфов в условиях регионального сжатия со стороны Урало-Алтайской складчатой области и с севера – от Таймыриды.

Бурение нефтепоисковых скважин к западу от Енисейского кряжа было целенаправленным на палеозойскую нефть и ожидалось открыть новую нефтегазоносную Приенисейскую область (Конторович и др., 2008). При этом некоторые скважины имели проходку по доюрским толщам до 3000 м, а забой составлял 5000 м. Однако, нефти как не было, так и не появилось (Конторович и др., 2010). Спрашивается, в чем дело?

Ключом для понимания отрицательных результатов является индукционная геодинамика, однако, взятая не в рамках неомобилизма, согласно которому Сибирь переместилась 250 млн лет назад на место Исландии (Кузьмин и др., 2014) или с поворотом по часовой стрелке испытала коллизию с Северо-Карским материком (Лаверов и др., 2013). Начало учения об индукционном тектогенезе было заложено Н.С. Шатским [2] на примере Забайкалья. Этот тектогенез вызвал поднятие территории Енисейского кряжа и Приенисейской области, размыв пород, глубокий катагенез нижнего палеозоя и щелочной магматизм (кийский комплекс). Геодинамическое давление со стороны Урало-Алтайской складчатой области было роковым.

Обстановка давления орогенов была и в Тимано-Печорской области, сначала со стороны Уралов – в индский век, когда изливались базальты вдоль хр. Чернышева (см. рис. 2), затем в начале оленекского века – т.е. 244 млн лет со стороны Пай-Хоя, перестроившая пермо-триасовые депрессии с размывами так, что нижний триас сохранился только в мульдах. Индукционный тектогенез создал здесь крупные структуры и через подогрев земной коры – повышенную нефтеносность.

Таким образом, индукционный тектогенез – как результат «бокового» переноса вещества и создания напряжений, является дополнением к тому, что мы обычно называем эндогенными и экзогенными геологическими процессами и имеет большое практическое значение.

Литература

1. Бочкарев В.С. О фундаментальных проблемах геологии Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2017. № 3. С. 6–25.
2. Шатский Н.С. Проблемы нефтеносности Сибири // Нефтяное хозяйство. 1932. № 9. С. 131–140.

Тектоническое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса: позднедокембрийско-палеозойская зона сочленения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит

Главная тектоническая асимметрия Земли представлена Индо-Атлантическим и Тихоокеанским сегментами [12]. Развития земной коры Тихоокеанского сегмента заключается в длительной и сложной тектоно-магматической эволюции огромной океанской плиты и сложного протекающих субдукционно-аккреционных процессов наращивания ювенильной коры окружающих континентов. Формируются субдукционно-аккреционные орогены, содержащие фрагменты океанической коры (офиолиты и палеосимаунты) и примитивных островных дуг, чередующиеся с тектоническими пластинами турбидитов глубоководного желоба. Индо-Атлантическому сегменту свойственны процессы образования и распада суперконтинентов планеты, а также неоднократное образование и закрытие океанов. В результате формируются аккреционно-коллизийные орогены со смешанным типом коры. В их строение, совместно с фрагментами океанической коры и осадками глубоководных желобов, участвуют различные по размерам блоки докембрийской континентальной коры.

В последние десятилетия складчатые сооружения Центральной Азии, расположенные между Восточно-Европейским, Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратами, охарактеризованы как аккреционно-коллизийные, сформированные из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов. Исходя из аналогии строения современных конвергентных границ океанических и континентальных плит и линейных складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, проводились попытки выделения маркирующих структурных единиц (фронтальных частей островных дуг, офиолитовых сутур, высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны и выявить геодинамику и этапы формирования складчатых сооружений региона относительно окружающих кротов. В связи с этим, складчатые зоны, окружающие кротов, рассмотрены как их окраинно-континентальные геодинамические комплексы.

В работах [1, 9, 10, 11, 16] выделяют несколько разновозрастных аккреционно-коллизийных зон, образованных в течение венда – раннего

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

карбона последовательным присоединением к Сибирскому континенту островных дуг, микроконтинентов и океанических поднятий. Согласно модели [15] в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, Кипчак и Тувино-Монгольская, соответственно. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуги, выраженные в формировании изгибов и крупноамплитудных сдвигов.

В работах автора [2, 3, 6, 7] обосновывается схема тектонического районирования ЦАСП, в которой фокусируется выделение среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны, разделяющей складчатый пояс на два крупных сегмента. Северный сегмент включает окраинно-континентальные комплексы пород ювинильной коры Сибирского континента, южный – Казахстанско-Байкальский составной континент со смешанным типом коры.

Казахстанско-Байкальский составной континент (супертеррейн), сформированный в венде–кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы (Муйский, Тувино-Монгольский, Кокчетавский, Центральнo-Тянь-шаньский, Илийский и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско - Тувино-Монгольской островной дугой, привела к широкому проявлению коллизионного метаморфизма и магматизма, и в целом к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента. В современной структуре ЦАСП Казахстанско-Байкальский составной континент представлен в восточной части Урала, западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, Казахстане, в южной части Алтае-Саянской области, в Туве, Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и северной части Китая. Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны. В кембрии – раннем ордовике составной континент был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном, фрагменты которого наблюдаются в Чарышско-Теректинско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне и аккреционных комплексах Восточного-Казахстана и Джунгарии. В состав сутурно-сдвиговой зоны входят Чарышско-Теректинский, Улаганский, Северо-Саянский, Боровский и Куртушибинский сегменты, разделенные поперечными позднепалеозойскими разломами, включающие поздневендско-раннеордовикской океаническую кору, ордовикские голубые сланцы и кембро-ор-

довикские турбидиты. Восточнее, в Туве и Прибайкалье, сутурно-сдвиговая представлена глубоко метаморфизованными породами Сангиленской и Ольхонской сдвиговых зон, включающей также сильно деформированные фрагменты океанической коры. Западнее, в Восточном Казахстане и Джунгарии, близкие по возрасту фрагменты океанической коры и высокобарические породы представлены в аккреционных комплексах Восточного-Казахстана и Джунгарии. В раннем–позднем палеозое вдоль сутурной зоны происходило смещение континентальных масс Казахстанско-Байкальского континента на запад вдоль юго-восточной окраины Сибирского с постепенным закрытием Обь-Зайсанского океанического бассейна. Граница Казахстанско-Байкальского составного континента с Восточно-Европейским проходит по Главному Уральскому разлому.

В северной части Алтае-Саянской складчатой области широко представлены позднедокембрийско-палеозойские геодинамические комплексы окраины Сибирского континента, характеризующие ранние этапы формирования Палеопацифики. К их числу относятся [2-6, 8,13,14]:

1) Позднедокембрийско-раннеордовикская (тремадокская) Кузнецко-Алтайская островная дуга окраины Сибирского континента. Для ранних стадий (поздний докембрий – ранний кембрий) формирования дуги характерен толеит-бонинитовый тип магматизма, для поздних стадий (кембрий – ранний ордовик) – толеитовый известково-щелочной. В аккреционных клиньях островодужной системы встречаются только фрагменты океанической коры, представленные офиолитами и палеосимаунтами. В современной структуре аккреционно-коллизийный комплекс и турбидиты преддугового прогиба островной дуги перекрыты мощными до многих километров среднеордовикско-раннедевонским осадочным чехлом пассивной окраины и вулканогенно-осадочными образованиями девонской активной окраины, и совместно интенсивно нарушенными позднепалеозойскими сдвигами и надвигами. Фрагменты палеоокеанических островов, офиолиты, олистостромы, турбидиты глубоководного желоба и высокобарические породы (эклогиты, гранатовые амфиболиты) наиболее полно представлены на юго-востоке Горного Алтая в Курайском аккреционном клине. Возраст субдукционных метаморфических пород (эклогитов, гранатовых амфиболитов) определен в пределах 635–600 млн лет, возраст карбонатных пород “шапки” Баратальского палеосимауна в 600–570 млн лет. В результате аккреции и последующей коллизии палеосимауна с островной дугой произошло заклинивание зоны субдукции и эксгумация (600–540 млн лет) офиолитов и высокобарических пород. Геохронологическое датирование фенгитов, мусковитов, амфиболов, развивающихся по эклогитам, а также

мусковитов из гранат-слюдистых бластомилонитов, трассирующих разломные зоны палеосубдукционного канала, соответствуют интервалу 600–540 млн лет. Геохронологические возрасты цирконов из лав и туфов бонинитов Курайского хребта соответствует интервалу 800–780 млн, что характеризует самый ранний эпизод проявления активной окраины Палеопацифики.

2) Ордовикско-раннедевонская (прагий) пассивная окраина Сибирского континента. Карбонатно-терригенные флишевые отложения достигают мощности 6–8 км. Детритовые цирконы из песчаников различного возрастного уровня характеризуются схожим распределением возрастов цирконов, отвечающих диапазону 530–470 млн лет. Этот период времени характерен для формирования магматических пород Кузнецко-Алтайской островной дуги. В силурийско-раннедевонских отложениях встречаются цирконы с возрастными 470–430 млн лет. Их источником сноса могли быть плюмовые магматические породы Батеневского кряжа и Хакасии. На раннедевонском уровне появляется достаточно многочисленная популяция ранне-среднепротерозойских (904–772 млн лет) и палеопротерозойских (2431–1879 млн лет) цирконов, источником сноса которых могли являться породы Сибирского кратона.

3) Девонская активная окраина Северо-Азиатского континента. Ее формирование связано с заложением зоны субдукции вдоль западной окраины континента (в современных координатах) с постепенным смещением магматического фронта с востока на запад. Комплексы девонской магматической дуги интенсивно нарушены и отделены от аккреционно-субдукционной зоны региональными сдвигами (Северо-Восточным, Иртышским, Чарским, Чингиз-Тарбагатайским и др.). Их фрагменты, в том числе магматической дуги, расположены в Восточном Казахстане и Джунгарии.

В позднепалеозойское время сформированный Северо-Азиатский континент был интенсивно деформирован под коллизийным воздействием Восточно-Европейского континента и превращен в огромную внутриконтинентальную орогенную структуру, питающую обломочным материалом внутриконтинентальные и окраинно-континентальные моря. В результате коллизий окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанско-Байкальский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, внутри которых сохранились фрагменты ранее сформированных орогенных структур. Наиболее ярко проявились разломные структуры позднекарбонovo-пермской коллизии составного Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским континентом. Результаты коллизии выявлены на всей территории Алтае-Саянской области от

восточного Казахстана до Байкальского региона (более 1500 км). Они сопровождались левосторонними перемещениями вдоль Чарской, Иртышской, Северо-Восточной, Телецко-Башкауской и Шапшальской разломных зон, Главного Саянского разлома, а также формированием надвиговых структур на Горного Алтае, Западных Саянах и Тункинских гольцах Восточного Саяна. Амплитуда движений по сдвигам уменьшается в восточном направлении до первых сотен километров.

Таким образом, главная асимметрия в структуре Земли, выраженная в формировании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов зародилась в позднем докембрии (древнее 800 млн лет) и представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Современным аналогом Центрально-Азиатского складчатого пояса является юго-восточная окраина Азии, выраженная зоной сочленения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненишайн Л.П., Сяо Сюань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
2. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
3. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д.Ч., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1628.
4. Волкова Н.И., Скляр Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 109–119.
5. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45 (12). С. 1383–1405.
6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
7. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1911–1926.
8. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.
9. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 78. С. 59–75.

10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 325 с.; Т. 2. 334 с.
11. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Централь-но-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
12. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
13. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 182–199.
14. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the breakup of Rodinia // Gondwana Res. 2003. V. 6. N 2. P. 143–159.
15. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
16. Windley B.F., Alexeev D., Xiao W.J., Kroner A. et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // Journal of the Geological Society, London. 2007. V. 164. P. 31–47.

М.М. Буслов¹, Н.Л. Добрецов², А.Н. Василевский²

Кайнозойская структура Центральной Азии и ее отражение в гравитационном поле

В кайнозойскую структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса была интенсивно реактивирована в результате Индо-Евразийской коллизии [1]. Были сформированы современные горные системы Центральной Азии, а также сопутствующие им осадочные бассейны, сдвиго-надвиговые структуры и рифты. В работах [2–11] показаны особенности дальнего распространения деформаций внутрь континента при взаимодействии крупных континентальных плит. Распространялись деформации на север-северо-восток в направлении внутренних областей Азии, литосфера которой была подогрета плюмами и представлена множеством разновеликих докембрийских микроконтинентов гондванской группы, окруженных складчатыми поясами палеозойско-мезозойского возраста. Передача деформаций от Индо-Азиатской коллизии на дальнейшее расстояние происходила по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов [11]. В результате сжатия

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

складчатые зоны перерастали в горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.).

Древние тектонические структуры, а также наложенные кайнозойские деформации отчетливо отображены на карте гравитационных аномалий Мая [12]. Характеристика тектонических структур, полученная из распределения гравитационных аномалий, является принципиально важным аспектом исследований, позволяющим выявлять различные типы деформационных узоров (или деформационных решеток), обусловленные наложением разновозрастных деформаций [4]. Отчетливо выделяется зона кайнозойских деформаций, протягивающаяся от Байкала и примыкающих рифтовых впадин до Джунгарской, Таримской и примыкающих впадин по обрамлению и внутри Тянь-Шаня. Зона молодых деформаций топографически выражена как система хребтов и впадин и обусловлена деформациями, распространяющимися в миоцен–плейстоцене от столкновения с Индией в результате последовательного поднятия Тибета и погружения Таримской микроплиты, поднятия Тянь-Шаня и погружения Джунгарского бассейна, поднятия Алтая, Восточного Саяна и Прибайкальских хребтов и возникновения здесь системы впадин типа пул-апарт [2, 3, 9, 11]. Во всей этой системе характерен ромбовидный узор ограничений поднятий и впадин, и в ряде случаев – ромбовидная внутренняя структура, а также максимальный перепад гравитационных аномалий от -300 до $+300$ в Тянь-Шане и его обрамлении и от -250 до $+200$ в обрамлении Байкала.

Вне этой зоны кайнозойских деформаций наблюдаются овальные и извилистые узоры, обусловленные покровно-складчатой структурой, нарушенной более поздними сдвигами. Наиболее отчетливо этот деформационный узор наблюдается в Восточной Монголии, а также в Северо-Западной Монголии, Туве, Западном и Восточном Саяне. Выделяются области с извилисто-овальным и ромбовидным узорами, которые отражают, соответственно, покровно-складчатый и сдвиговый тип деформаций. Крупный ромбовидный узор характерен для “жестких” структур докембрийских микроконтинентов, когда как извилисто-овальный узор – для “мягких” палеозойско-мезозойских аккреционно-коллизийных структур, что характерно в целом для Центрально-Азиатского складчатого пояса [4].

Исследования выполнены в рамках Интеграционного проекта СО РАН “Динамика и механизмы изменения рельефа в кайнозое, активная тектоника и сейсмичность горных областей южной Сибири: термохронологическое, сеймотомографическое и физико-математическое моделирование”.

Литература

1. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. N 189. P. 419–426.
2. Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.
3. Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1245–1255.
4. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Де Граве И., Скляр Е.В. Взаимосвязи магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1451–1471.
5. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и его отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1937–1948.
6. Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // J. Asian Earth Sci. 2007. V. 29. P. 205–214.
7. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan J. Sciences. 2004. V. 21. N 41. P. 121–122.
8. De Grave J., Buslov M., Van den Haute P., Metcalf J., Batalev V. From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // J. Asian Earth Sciences. 2006. V. 26. N 2. P. 133.
9. De Grave J., Buslov M., Van den Haute P. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 194–213.
10. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. V. 602. P. 194–222.
11. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // Inter. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 430–466.
12. Andersen O.B., Knudsen P., Kenyon S., Holmes S. Global and arctic marine gravity field from recent satellite altimetry (DTU13), 76th European Association of Geoscientists and Engineers Conference and Exhibition 2014: Experience the Energy Incorporating SPE EUROPEC 2014. 2014. P. 3049–3053.

**Два этапа седиментации и геодинамическая природа
бассейнов на юго-западной окраине Чукотского
микроконтинента в позднеюрско-раннемеловое время**

Накопление верхнеюрско-нижнемеловых отложений на юго-западной окраине Чукотского микроконтинента происходило синхронно и под влиянием процессов, связанных с его сближением с активной окраиной Сибири. По последним представлениям в позднеюрское время между ними располагались закрывающийся Южно-Ануйский турбидитовый бассейн и Кульпольнейская островная дуга [2].

В строении оксфорд-киммериджского разреза преобладают отложения песчаных потоков. Для них характерны мощные пачки массивных песчаников, лишенных текстурных особенностей, нередко с мелкими угловатыми обломками аргиллитов до 0.5 см. Обломки аргиллитов по петрографическим и геохимическим особенностям идентичны аргиллитам триасового возраста. Оксфорд-киммериджские песчаники имеют аркозовый состав. Они накапливались преимущественно за счет размыва гранитоидных пород древнего континентального блока и триасовых турбидитов [1]. Наличие в составе песчаников обломков вулканитов основного состава и детритовых цирконов с возрастами 156–180 млн лет [3] свидетельствует о присутствии среди источников сноса юрских вулканитов.

Накопление волжско-раннеберриасских отложений происходило в различных частях подводных конусов выноса. Разрез представлен тонкозернистыми, среднезернистыми (классическими), грубозернистыми турбидитами и линзами мелкогалечных конгломератов. В пределах Верхне-Пегтымельской впадины присутствуют мощные толщи валунно-галечных конгломератов. Замеры складок оползания указывают на направления сноса осадочного материала с юга на север в современных координатах. По результатам петрографических исследований волжско-раннеберриасские отложения образовались за счет размыва терригенных и вулканических пород, преимущественно среднего и умеренно кислого составов. Наличие пеплового материала в матриксе свидетельствует о синхронной эруптивной вулканической деятельности. Терригенные гальки из конгломератов обладают близкими геохимическими характеристиками с триасовыми турбидитами.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Геохимические исследования галек вулканитов из конгломератов свидетельствуют о размыве надсубдукционных комплексов. В сравнении с однотипными представителями энсиматических дуг, в составе изучаемых вулканитов из галек интерпретируется высокая контаминация коровым материалом и низкое Nb/Ta соотношение. Следовательно, наиболее вероятной обстановкой их накопления является или зрелая островная дуга, или окраинно-континентальный вулканический пояс на утоненной коре.

Для определения возраста источника вулканического материала были продатированы цирконы (SRHIMP-II) из андезитовой гальки. Возрастной диапазон 10 датированных цирконов составляет от 145.4 до 150 млн лет, конкордантный оценен в 147 ± 1 млн лет.

Таким образом, в эволюции осадконакопления в позднеюрско-раннемеловое время можно выделить 2 этапа. В оксфорд-киммеридже аркозовые песчаники накапливались на краю Чукотского микроконтинента за счет размыва источников, находящихся в основном на севере в современных координатах. Южнее существовала Кульпольнейская энсиматическая островная дуга за счет субдукции обрамляющей Чукотский микроконтинент океанической литосферы. Начиная с волжского времени сменяются доминирующее направление сноса и источники осадочного материала. Появление на юге вулканических надсубдукционных комплексов, контаминированных коровым материалом, можно объяснить коллизией дуга-континент, которая привела к становлению новой зоны субдукции с океанической стороны Кульпольнейской дуги и смене ее полярности (инверсии). В результате погружения океанической коры под активную окраину Чукотского микроконтинента сформировалась континентальная дуга.

Работа подготовлена по гранту РФФИ № 16-17-10251. Сотрудники ГИН РАН обеспечены базовым финансированием за счет субсидии по теме ФАНО № 0135-2016-0022.

Литература

1. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И. Литологические и геохимические особенности пород раучуанской свиты (верхняя юра) Западной Чукотки // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89, Вып. 1. С. 58–73.
2. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В. и др. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. №1. С.5–30.
3. Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., Gehrels G., Toro J., Tuchkova M. Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: Separated by birth of the Makarov Basin? // Norwegian J. Geology, 2008, V. XX, P. 99–124.

Геодинамические условия формирования залежей углеводородов на севере Тимано-Печорской провинции

Основные месторождения нефти и газа сосредоточены на севере Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [2], находятся частично в Республике Коми и Ненецком автономном округе. По своим масштабам Тимано-Печорская провинция (ТПП) значительно меньше Западно-Сибирской, однако в настоящее время ее можно рассматривать как один из наиболее перспективных регионов по запасам углеводородного сырья.

Север Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции богат запасами углеводородов. Так, в пределах Ненецкого автономного округа открыто более 80 месторождений нефти и газа. Среди них такие крупные месторождения, как им. Титова и им.Требса и др. Широкий диапазон нефтегазоносности осадочных комплексов севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, от верхнеордовикских и нижнесилурийских до триасовых, установлен для всех основных тектонических элементов провинции, кроме недостаточно изученной бурением Коротаихинской впадины, Предпайхойско-Предновоземельского прогиба и западного склона Урала. В нефтегазообразовании на севере ТПП большое значение имеет геодинамический фактор. В формировании месторождений нефти и газа существенную роль играет разломная тектоника. Наличие дизъюнктивных нарушений существенно влияет на условия залегания скоплений углеводородов.

В целом, Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция обладает довольно сложным геологическим строением, а присутствующие в ее пределах крупные тектонические элементы первого и второго порядков значительно различаются друг от друга мощностью и литолого-фациальными особенностями даже разновозрастных осадочных комплексов. Все это значительно усложняет их изучение. Фактически, в пределах каждого тектонического элемента НГО или крупного НГР приходится выделять закономерности изменения каждого из выделяющихся в разрезе осадочных образований НГК и каждого из приравненных к ним продуктивных горизонтов.

Проведенный анализ показывает, что значительные запасы нефти и газа Тимано-Печорской провинции связаны с карбонатными НГК. Но, как свидетельствует практическая работа, эффективность поисково-разведочных работ на объектах, связанных с карбонатными комплексами

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

ми, существенно ниже, чем на терригенных. Поиски, разведка и разработка залежей УВ в карбонатных коллекторах значительно осложняются резкой изменчивостью фильтрационно-емкостных свойств и трудностью выявления зон, имеющих высокопроницаемые участки. При этом важную роль в формировании пустотного пространства играют эпигенетические процессы растворения поверхностными и пластовыми водами, формирующие образование карста. Интенсивность данных процессов зависит от множества разных факторов.

При образовании перспективных нефтегазоносных объектов большое значение может иметь трансгрессивно регрессивная периодичность при формировании осадочной массы и гипергенно-постседиментационные изменения пород-коллекторов, дизъюнктивные подвижки и множество других факторов, которые связаны с направлениями источников сноса обломочного материала, изменением климата, геодинамическими обстановками. Помимо определения структурно-емкостных критериев, формирующих направления поисков таких разнотипных объектов, также желательно установить перспективы их продуктивности, которые зависят от возможностей генерации, миграции, аккумуляции углеводородов и сохранения их залежей на определенных этапах геологической истории.

Решение данных задач можно осуществить на основе изучения особенностей формирования осадочного бассейна и системы распределения УВ, его физико-химического и фазового составов в разнотипных зонах нефтегазонакопления.

Существуют разные сегменты, в частности такой, как Ижма-Печорский сегмент, который приурочен к мелководному морскому бассейну, сформированному в стабильном Ижма-Печорском блоке. В данном случае верхние пермо-триасовые отложения не попали в зону генерации углеводородов, и к производящим толщам можно отнести отложения от среднего девона до нижней перми. Среднедевонская и нижнефранская НГ-генерирующая толща попала в зону генерации в раннем карбоне, доманико-турнейская – в конце карбона, среднекаменноугольно-артинская – с середины юрского периода. Продуктивность данных очагов генерации можно оценить как среднюю и низкую для девонской толщи, среднюю и высокую для карбон-артинской толщи.

К крупнейшим структурам относятся блоки земной коры, они имеют различную тектоническую активность, причем степень и характер их активности оказывает значительное влияние на строение и состав осадочной толщи, характер и объемы нефтегазоносности. Имеющийся уровень тектонической активности геоблоков на поверхности земной коры в различные геологические эпохи значительно влияет на характер строения платформенного осадочного чехла и его нефтегазоносность на

севере Тимано-Печорской провинции. Разведанная часть ресурсов углеводородов расположена в мобильных геоблоках и в границах геоблоков с различной геодинамической активностью.

Тектоно-геодинамическая закономерность выявления и изучения данных структур – это основа для прогнозов нефтегазоносности, которая позволяет выявлять зоны нефтегазонакопления для различного типа платформенных структур как в континентальной их части, так и в акваториальном продолжении и обосновать рекомендации по направлениям поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Проведенные исследования позволили сформировать модель строения отложений верхнедевонского комплекса на севере Тимано-Печорской провинции [1], показать закономерности формирования коллекторов разломной тектоники по площади и разрезу, что значительно повысило эффективность проводимых геологоразведочных работ на нефть и газ. Результаты данных исследований были зафиксированы в научно-исследовательских отчетах, выполненных с участием геологоразведочных предприятий.

Современный этап геологоразведочных работ характеризуется, с одной стороны, значительным дефицитом фонда традиционных локальных структур в большей части территории суши, а с другой стороны – освоением огромных новых территорий шельфа, в том числе и Баренцево-морского, которые являются продолжением Тимано-Печорского бассейна [3]. Была разработана тектоно-геодинамическая модель платформенных структур, и на ее основе выполнен прогноз нефтегазоносности по северу Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Были выявлены тектоно-геодинамические закономерности изучения платформенных структур. Это позволило выделить зоны нефтегазоносности в пределах различного типа платформенных бассейнов как на их континентальном, так и на акваториальном продолжении, создать основу для прогноза нефтегазоносности и сформировать рекомендации по новым направлениям поисково-разведочных работ на нефть и газ на севере ТПП. Была проведена детальная (зональная) оценка недр севера Тимано-Печорской провинции, оценка фазового состояния УВ в предполагаемых месторождениях нефти и газа. Также определены перспективные направления поисков нефти и газа на севере ТПП. Проводилось выделение сложно построенных ловушек и районов с максимальной плотностью изученности – в Варандей-Адзвинский НГО, Печоро-Колвинском авлакогене и Хорейверской впадине.

Литература

Баренцевская шельфовая плита // Труды ПГО «Севморгеология». Т. 196. Л.: Недра, 1988. 263 с.

Богацкий В.И. Возможности зонального и локального прогноза нефтегазоносности в северных районах Тимано-Печорской провинции // Нефтегазоперспективные объекты Тимано-Печорской провинции и методы их прогнозирования. Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 8–15.

Закономерности размещения и перспективы поисков месторождений нефти и газа в Тимано-Печорской провинции / В.И. Громека, А.М. Буровой, Н.Т. Куренков и др. // Геология нефти и газа. 1994. № 6. С. 28–32.

**Р.В. Веселовский^{1, 2, 3}, А.В. Самсонов³, Е.Б. Сальникова⁴,
А.А. Арзамасцев^{3, 4, 5}, В.А. Цельмович⁶, А.М. Фетисова^{1, 2},
Е.П. Кулакова¹, А.А. Есенков¹, А.В. Степанова⁷**

Новый «ключевой» ~1.8 Ga палеомагнитный полюс Фенноскандии

Введение. Комплексная задача получения надёжных палеомагнитных определений для архея и протерозоя, наряду с прецизионным изотопно-геохронологическим датированием исследуемых объектов, остаётся весьма актуальной для большинства древних платформ и, в частности, для Фенноскандии. Территория Фенноскандинавского щита изобилует проявлениями интрузивного, по большей части – дайкового магматизма самого разного возраста. Кольский полуостров, расположенный на территории северо-восточной Фенноскандии, не является исключением: здесь дайки имеют наибольшее распространение в пределах Мурманского и Центрально-Кольского террейнов, формируя многочисленные рои. Палеомагнетизму протерозойских интрузивных тел Скандинавии, Карелии и южной части Кольского полуострова посвящено большое количество работ, однако сведения о систематических палеомагнитных исследованиях архейских и протерозойских даек Центрально-Кольского блока и, особенно, Мурманского блока, в литературе отсутствуют. Для некоторых докембрийских объектов Кольского полуострова имеется ряд палеомагнитных определений, доступных в

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт физики Земли имени О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁶ Геофизическая обсерватория «Борок», Ярославская обл., пос. Борок, Россия

⁷ Институт геологии КНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

каталоге палеомагнитных данных [1], однако большинство из них получено по малому количеству образцов и/или интрузивных тел, а также с использованием устаревших методик, поэтому такие определения в настоящее время не могут считаться достаточно надёжными и требуют проверки.

Объекты и методы исследований. Объекты исследований представляют собой 31 дайку, которые опробовались в 2009–2016 гг. в центральной и северной частях Кольского полуострова. Возраст даек принимался как докембрийский либо исходя из имеющихся геохронологических данных (единичный случай), либо косвенно, с учётом таких параметров, как характер контакта с вмещающими породами, степень метаморфизма и петрографические особенности. Мощность исследованных даек варьирует от первых дециметров до десятков метров; практически все дайки представлены в разной степени изменёнными породами основного состава нормальной щёлочности. Из каждой дайки отбиралось от 8 (маломощные дайки) до 24 (дайки мощностью более 5 м) образцов. Отбор производился как вручную – штупами, так и при помощи портативной буровой установки. Ориентировка образцов осуществлялась с использованием горного и солнечного компасов.

Лабораторные палеомагнитные исследования осуществлялись по стандартной методике в Петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН. Микроскопические исследования выполнялись в ГО «Борок» (ИФЗ РАН) на оптическом микроскопе, после чего образец изучался на сканирующем электронном микроскопе с приставкой для энергодисперсионного анализа.

Результаты петро- и палеомагнитных исследований. Петромагнитные, электронно-микроскопические и микрозондовые исследования, выполненные для представительной серии образцов, свидетельствуют о том, что магнитные минералы в изученных дайках представлены относительно крупными (50–100 мкм) зёрнами титаномагнетита со следами высокотемпературного гетерофазного окисления, выразившегося в формировании крупных (~ 1 мкм) ламелей ильменита, между которыми (в «двориках» с характерным размером от 1 до 10 мкм) находится практически «чистый» магнетит, обуславливающий однодоменное или псевдо-однодоменное состояние ферромагнетика. Размеры ламелей ильменита свидетельствуют о длительном нахождении пород рассматриваемых даек при высоких температурах (около 800–1000°C согласно [2]) в ходе их геологической жизни.

Детальные магнитные чистки температурой и переменным полем показали, что значительная часть изученных даек хранит в себе устой-

чивую запись естественной остаточной намагниченности (ЕОН), которая представлена одной или двумя компонентами намагниченности: (1) наименее стабильной (20–180°C, 0–4 мТл), имеющей среднее направление ($N=28$, $D=5.9^\circ$, $I=79.7^\circ$, $\alpha_{95}=3.2^\circ$), близкое к современному направлению магнитного поля в месте отбора образцов ($D_{\text{совр}}=15.7^\circ$, $I_{\text{совр}}=78.5^\circ$) и, по-видимому, вязкую природу, и (2) стабильной (20–590°C, 4–40 мТл) характеристической компонентой одной полярности. Результаты температурных чисток в 95% случаев согласуются с результатами чисток переменным полем.

Обсуждение результатов. Результаты палеомагнитных исследований позволили уверенно вычислить среднее направление стабильной компоненты намагниченности ($N=31$, $D=353.2^\circ$, $I=53.0^\circ$, $K=58$, $\alpha_{95}=3.4^\circ$) и соответствующий ему палеомагнитный полюс ($Slat=68.9^\circ$, $Slong=34.2^\circ$, $Plat=54.5^\circ$, $Plong=224.0^\circ$, $A_{95}=3.9^\circ$). Полученный палеомагнитный полюс находится в непосредственной близости к палеомагнитным полюсам, полученным ранее по различным объектам на территории Карелии, Кольского полуострова и Финляндии, возраст которых оценивается в 1.9–1.7 млрд лет [3].

Особенно интересен тот факт, что выделенная характеристическая компонента намагниченности встречена нами как в дайках, время внедрения которых оценивается в ~1.9–1.8 млрд лет (U-Pb по бадделеиту, Sm-Nd, Rb-Sr), так и в дайках, время образования которых относится к неогарху (~2.6 млрд лет, U-Pb, бадделеит). Это значит, что рассматриваемая компонента намагниченности может являться как первичной, так и вторичной. На настоящий момент нет чёткого критерия или признака, по которому можно было бы определить относительное время образования намагниченности в каждой конкретной дайке без проведения изотопно-геохронологических исследований. Следует отметить, что присутствие в породах «чистого» магнетита мы связываем с распадом первичного титаномагнетита в результате его длительного прогрева. Процессы, приведшие к возникновению выделенной компоненты намагниченности вторичной природы, мы связываем с региональным переманчиванием термальной природы, время проявления которого совпадает с последним крупномасштабным тектоническим событием в истории Фенноскандии – свекофенским орогенезом, имевшем место в интервале 1.9–1.7 млрд лет назад. И хотя основные коллизионные события были сконцентрированы, в современных координатах, к югу (Свекофенский ороген) и к западу (Лапландско-Кольский ороген) от изученной нами территории, зона влияния тектоно-термальных процессов могла простиаться далеко за пределы перечисленных подвижных поясов, в той или иной степени приводя к погружению и переработке окружающих их эпи-

архейских террейнов. Подобные примеры регионального перемагничивания известны в мировой практике [4, 5] и имели место как в областях активного орогенеза, так и на их удалённой периферии.

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ №16-17-10260, частичной поддержке гранта Правительства РФ (№220, проект № 14.Z50.31.0017), гранта РФФИ (№16-05-00703а) и гранта Санкт-Петербургского государственного университета (№3.38.224.2015). Работа выполнена на оборудовании, приобретённом по Программе развития МГУ.

Литература

1. Храмов А.Н. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР // Материалы мирового центра данных Б. Вып. 6. М., 1986. 38 с.
2. Ганеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура природных гетерофазно-окисленных титаномагнетитов // Физика Земли. 1986. №4. С. 100–104.
3. Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 289–324.
4. Harlan S., Geissman J., Snee L., Reynolds R. Late Cretaceous remagnetization of Proterozoic mafic dikes, southern Highland Mountains, southwestern Montana: A paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study // GSA Bulletin. 1996. V. 108. N. 6. P. 653–668.
5. Лубнина Н.В. Перемагничивание пород Восточно-Европейского кратона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Вып. 14. С. 19–28.

А.М. Виноградов¹, А.И. Малышев

Интерпретация структуры геополей Южно-Уральского пересечения Урало-Оманской ступени геопотенциала

В пределах Центрального сектора севера Евразии региональные факторы геодинамики и минерализации обозначены в четырех последовательных магматических сериях, определяющих инъективные проявления в земной коре и находящих отражение в строении аномальных распределений магнитного и гравитационного полей [3, 4]: ранне-среднепалеозойская базитовая, базит-гипербазитовая серия; позднепалеозойские гранитоидные плутоны; позднепалеозойские–мезозойские траппы базальтов; мезозойско-кайнозойские еще недостаточно изученные флюидо-магматические дискретные проявления различного состава.

¹ ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Серии объединяются в объеме Западно-Сибирской тектоно-магматической системы (ЗСТМС) двумя циклами проявления – палеозойским завершенным (первые две серии) и не завершенным – мезозойско-кайнозойским (вторые две), и объясняются связью с ниже-мантийным плюмом. Известная аномальная рудная и углеводородная генерации в пределах ЗСТМС с учетом теоретических разработок в области эволюции газовой фазы эндогенных флюидов взаимосвязаны [5] и локализуются в рудных узлах фемической специализации, в салических блоках с соответствующей рудной специализацией и сквозной серией серноуглеводородной минерализации, наложенной на фанерозойские осадочные бассейны вдоль Урало-Оманской ступени геопотенциала [3, 4].

Природа ступени не ясна, но очевидна ее связь с перераспределением вещества на мантийном уровне. Рельефны секущие деформации ступени. При детальном анализе в гравитационных полях они распадаются на более локальные проявления. Так, в Урало-Эмбинской провинции такая деформация фиксируется в аномальном поле силы тяжести в трех секущих зонах [2]: Ишимбай-Магнитогорск-Кустанай, Оренбург-Орск-Бурыктал, Эмба-Иргиз. Эти зоны нами относятся к категории скрытых тектонических дислокаций [2]. Наиболее выражена Оренбургская зона, вдоль которой расположен целый ряд уникальных минерогенических проявлений: газоконденсационные месторождения Оренбургского вала, хромиты Кимперсайских месторождений, колчеданы Гайского и других месторождений, кобальт-никелевые месторождения Бурыктала, золото и редкие металлы Кумакского и Аниховского районов.

Проблема изучения минерализации региона с выявлением прежде всего районов с крупномасштабными месторождениями существенно связана с прослеживанием разломных структур с необходимостью их типизации и разномасштабного ранжирования. В разломных структурах разных иерархических уровней организации выделяются три основных элемента: разрывы – прямолинейные границы с признаками смещения по ним; разрывные нарушения – системы сопряженных разрывов с набором устойчивых характеристик, разграничивающих отдельные блоки; разломы – линейные или дугообразные зоны упорядоченности блоковых и инъективных структур с признаками общности, отличной от общности сопряженных блоков.

Из перечисленных элементов формируются структуры глобального (Урало-Оманский линеамент), регионального (Главный Уральский разлом), локального мелкомасштабного (Теренсайский разлом сопряжения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон и др.), среднемасштабного (грабен-синклинальные приразломные системы и др.), крупномасштабного (клавишные горст-грабеновые системы разрывов, разрывы

вулcano-купольных структур и др.) уровней. При изучении природы разломной тектоники можно выделить три исходных модели: 1 – ротационная гипотеза структурообразования (К.Ф. Тяпкин и др.); 2 – самоорганизация природных систем за счет поступающей извне энергии (М.А. Садовский и др.); 3 – гипотеза о флюидо-магматической колонне (И.А. Зотов и др.).

Предложенная сводная теоретическая модель объясняет природу многих наблюдаемых ситуаций: 1) ярусность (слоистость) тектоносферы; 2) разделение ярусов по преобладающим размерам отдельностей; 3) структурная связь нижележащих ярусов с вышележащими; 4) наличие сквозных структур и структур экранирования; 5) множественность структурных соотношений входящих в модель элементов, достаточная для структуризации многих природных ситуаций на глобальном и региональном уровнях тектогенеза.

В процессе анализа магнитных полей региона обозначены четыре наложенные во временной последовательности составляющие, отражающие пространственное распределение определенных серий магматизма. Первая составляющая фиксирует магматиты базитового, базит-гипербазитового состава, расположенные к востоку и юго-востоку от Главного Уральского разлома (здесь и далее в современных координатах). Это вероятнее всего инициальные проявления квазиспрединга, судя по магнитометрии, солетоноподобно охватывающие литосферу в раннем палеозое с эпицентром в районе г. Ханты-Мансийска. Вторая составляющая бинарного поля имеет аналогичную с первой структуру, но смещенную на юг вдоль Урало-Оманской ступени геопотенциала. Она фиксируется выраженным овальным эпицентром в районе озера Балхаш. Связана она, вероятно, с базитовым квазиспрединговым и квазиостроводужным магматизмом раннего–среднего палеозоя. Третья составляющая наложена на первые две и «...выражается субмеридиональной системой квазилинейных аномалий, протягивающейся гигантской дугой на расстояние около 2000 км через всю Западную Сибирь и выходящей в акваторию Карского моря. Анализ ... выявил специфику базальтов Обского палеоокеана, отличающихся по петрохимическим характеристикам от основных эффузивов других рифтовых систем Западной Сибири. ...Возраст базальтов Обского палеоокеана ... составляет 230 ± 10 млн лет» [1, с. 7]. Четвертая структурная составляющая бинарного магнитного поля объединяет скрытые, но достаточно выраженные, дискретно-линейные, мозаично-направленные зоны контуров магнитных аномалий. Они имеют северо-западную направленность, распределяясь вероятно по касательной к глобальной аномалии и соответствующим ей региональным магнитным полям Восточно-Сибирской пли-

ты. Данная составляющая наложена и осложняет ранее выделенные структуры магнитных полей. Это, возможно, вызвано мезозойско-кайнозойской серией магматизма, представленной проявлениями магм и флюидизатов различного состава.

Приведенные фактические и теоретические положения позволяют предложить [3], следующую модель связи глобальных и региональных структур ЗСТМС: восходящий нижнемантийный плюм предположительно переместился за палеозойское время с севера на юго-юго-восток (в современных координатах) на расстояние порядка 1000–1500 км. С учетом строения обрамления Западно-Сибирской плиты флюидо-энергетический поток плюма находился в трех основных последовательных режимах. Раннему режиму свойственно растяжение, сопровождаемое в земной коре рифтовыми квазиспрединговыми структурами с толеитовым магматизмом. Зрелый режим характеризуется чередованием сжатия и растяжения с дифференциацией промежуточных магматических очагов и вулканизмом островодужного типа, распространявшихся сначала по обрамлению мегазоны, а затем по направлению к её центру и вдоль концентрических структурных зон, сопровождаясь (в силу перемещения плюма) перескоками магмовыводящих разломов на разные уровни магмогенерации. В заключительный этап в условиях нарастающего сжатия первичная структура деформирована, а остывающий диапир определил энергетический поток в верхнюю часть литосферы, вызвав позднепалеозойский региональный метаморфизм с формированием ареала гранитных плутонов. В условиях существенной перестройки геодинамического плана планеты, отмеченного широким проявлением траппов на границе перми и триаса, произошел раскол стабилизированной части Евразийского континента со стороны Карского моря с образованием наложенного на рассматриваемую палеозойскую тектоно-магматическую систему Обского грабен-рифта. В изложенной схеме формирования ЗСТМС большое значение придается как восходящим, так и нисходящим конвенктивным потокам. В результате сформировалась тектонопара, выразившаяся в сопряженном воздымании Казахстанской части и прогибании на месте Западной Сибири. В дальнейшем сформированный в пределах последней доюрский фундамент перекрывался осадочными плитными комплексами и имели место проявления разломно-блоковой тектоники с дискретными флюидо-магматическими прорывами, связанными, вероятно, со сдвиговыми напряжениями в связи с правым поворотом Сибирской платформы [6]. Данная модель вписывается, с позиций плюм-тектоники, в планетарную геодинамическую систему планеты.

Литература

1. *Аплонов С.В.* Мезозойская палеогеодинамика севера Западно-Сибирской плиты // Актуальные проблемы тектоники СССР: Тез. докл.: XX Всесоюзного тект. Сопещения. М.: Ротопринт ГИНа, 1987. С. 11–25.
2. *Виноградов А.М., Малышев А.И.* Факторы и критерии прогноза, направление и методика поисков крупных колчеданных месторождений на Урале // Литосфера. 2014. № 5. С. 90–109.
3. *Виноградов А.М., Рапопорт М.С., Рыжий Б.П., Сериков Л.И.* Положение Урала в структурах Евразии // ДАН. 1999. № 4. С. 512–515.
4. *Золоев К.К., Додин К.К., Коротеев В.А., Кривко Т.Н.* Минерогения Уральско-го складчатого пояса: флюидная сульфуризация мантийных углеводородов Западно-Сибирского осадочного бассейна и его плитного основания // Литосфера. 2012. № 4. С. 173–189.
5. *Малышев А.И.* Роль охлаждающих горизонтов в генезисе углеводородных месторождений // ДАН. 2017. Т. 476. № 4. С. 445–447.
6. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы / Под ред. П.С. Воронова. СПб.: Наука, 1997. 591 с.

**В.Ю. Водовозов^{1,2}, А.Р. Зверев^{1,2}, Е.А. Филёв¹,
А.В. Чистякова¹**

Палеомагнетизм раннепротерозойских гранитов кодарского комплекса юга Сибирского кратона: ключевое палеомагнитное определение

В работе представлено палеомагнитное определение, полученное по раннепротерозойским гранитам кодарского комплекса западной части Алданского щита, которое претендует на звание «ключевого» согласно [6] и может быть использовано для изучения становления юга Сибирского кратона в конце раннего протерозоя.

Пригодных для палеомагнитного анализа докембрийских геологических объектов не так много, помимо проблемы сохранности в столь древних породах первичной остаточной намагниченности, тут есть и другие ограничения. Для осадочных толщ обычно существует возможность установления палеогоризонталей и проведения полевых тестов (датирования компонент намагниченности относительно геологических событий), но крайне мало точных датировок изотопного возраста. Для интрузивных пород, которые хорошо датируются современными методами и обычно имеют определенную геодинамическую позицию, прак-

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия (vodo7474@yandex.ru)

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

Таблица: Высокотемпературные компоненты ЕОН гранитов кодарского комплекса и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы

	Массив	Тест обраще- ния γ/γ_c	n/N	Среднее направление				Палеомагнитный полюс		
				D°	I°	k	$\alpha 95$	Φ , °	Λ , °	dp/dm, A95,°
1	Ат-Бастахский $\varphi=57.1^\circ$ $\lambda=120.3^\circ$	13.9/15. 9	22/25	19.0	-2.6	15.7	8.1	-29.6	98.3	4.1/8.1
2	Ханинский $\varphi=56.9^\circ$ $\lambda=120.1^\circ$	1.7/16.9	10/11	20.5	-14.1	38.5	7.9	-23.8	97.8	4.1/8.1
3	Кеменский $\varphi=56.7^\circ$ $\lambda=118.6^\circ$	8.7/14.5	16/20	24.9	-21.6	26.9	7.2	-19.0	92.7	4.0/7.6
4	Кодарский $\varphi=56.9^\circ$ $\lambda=117.6^\circ$	13.6/22. 9	5/10	11.7	-27.9	67.9	9.4	-17.6	105.7	5.6/10.3
Средний полюс (1-4)								-22.6 -23.6*	98.7 125.9*	8.4

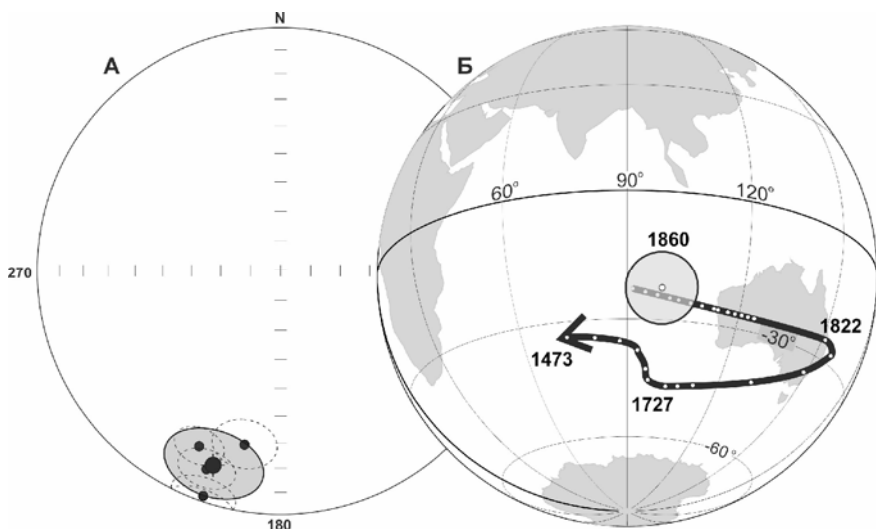
Обозначения: φ и λ – средние широта и долгота точек отбора; γ/γ_c – угловое расстояние/угловое расстояние критическое; n/N – число сайтов использованных/изученных; D и I – палеомагнитное склонение и наклонение; k – кучность; $\alpha 95$ и A95 – радиус круга доверия вокруг среднего с 95% вероятностью; Φ и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm – полуоси овала доверия вокруг полюса.

* Полюс повернут вокруг полюса вращения 62° сш, 117° вд на угол $+25^\circ$, согласно [12].

тически нет возможности установления палеогоризонтали и проведения полевых тестов. Геологические объекты, подобные батолитам гранитов кодарского комплекса – постколлизийных (посткинематических), с надежно определенным изотопным возрастом – очень перспективные с точки зрения палеомагнетизма, что и показывает наш опыт.

Гранитные массивы кодарского комплекса выходят на поверхность в Олёкминском блоке Алданского щита и являются самым восточным проявлением Южно-Сибирского постколлизийного пояса [5]. Массивы, многие из которых обладают значительными размерами (площадь Кодарского – 2400 км^2 , Кеменского – 860 км^2) имеют двухфазное строение: первая фаза представлена крупнокристаллическими зачастую порфировидными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами, изредка с овоидной структурой, вторая фаза – мелко- и среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами. По породам первой фазы Ат-Бастахского и Кеменского батолитов были получены изотопные датировки U/Pb методом по цирконам: 1873 ± 3 и 1877 ± 4 млн лет соответственно [4].

В течение 2011–2017 годов были отобраны и изучены образцы из 4 массивов – Ат-Бастахского, Ханинского, Кеменского и Кодарского, расстояние между крайними около 150 км. Количество точек отбора



А – стереограмма со средними направлениями высокотемпературных компонент ЕОН отдельных массивов, серым цветом выделен овал доверия вокруг среднего направления по всем 4 массивам (географическая система координат); Б – сравнение полученного полюса гранитов кодарского комплекса с раннепротерозойской ТКМП Сибири [7]

внутри каждого массива колебалось от 13 до 27. Во всех четырех массивах нашлись породы, пригодные для получения палеомагнитного определения, качество палеомагнитного сигнала при этом различается: хуже всего обстоит дело в самой большой Кодарском массиве, лучше всего (зачастую имеются практически идеальные диаграммы Зийдervельда) – в Ат-Бастахском. Первичность выделенных высокотемпературных компонент ЕОН подтверждается положительными тестами обращения и совпадением направлений в удаленных телах. Рассчитаны средние направления ЕОН и вычислен средний палеомагнитный полюс (таблица, рисунок).

Для гранитов Ат-Бастахского батолита характерны аномальные магнитные свойства – здесь половина образцов обладает большими величинами остаточной намагниченности в первые десятки А/м (массив даже создает локальную магнитную аномалию) и анизотропией магнитной восприимчивости. Комплекс исследований, включающий ДТМА, электронную микроскопию, рентгеноструктурный анализ, рентгенотомографию и стрейн-анализ позволил выделить как минимум 3 генерации магнетита, одна из которых – длинные тонкие зерна магнетита, выделившиеся на заключительных стадиях остывания по спайности биотита, может

отвечать за большую анизотропию [1]. Сохранность зерен магнетита хорошая, присутствуют лишь небольшое количество ламелей гематита. Результаты проведенного В.Н. Войтенко (СПбГУ) стрейн-анализа по методам Фрая и Rf/ϕ' в силу полученных небольших значений величин деформации, вероятнее всего, отражают минеральную линейность структур течения в гранитах. Необходимо заметить, что находящийся в 25 км от этого массива Ханинский интрузив не демонстрирует таких свойств.

Палеомагнитный полюс гранитов кодарского комплекса получен путем осреднения полюсов отдельных массивов. Полярность была выбрана согласно представлениям о совмещении в раннем протерозое северной части Лаврентии и южной окраины Сибири [2, 3, 5 и др.]. Полученный полюс ожидаемо ложится в начало раннепротерозойской ТКМП Сибирского кратона [7] (рисунок). Если ввести поправку, предложенную [8], то наш полюс смещается в сторону более молодых определений. Это может свидетельствовать либо о более молодом возрасте намагниченности, либо, что более вероятно, позволяет несколько усомниться в гипотезе [8] о развороте, по крайней мере, этого блока фундамента Сибирского кратона в результате раскрытия в палеозое Вилюйского рифта. В настоящее время проводятся термохронологические исследования с целью определения точного возраста полученных направлений ЕОН. Опыт палеомагнитных исследований подобных гранитов Шарыжалгайского выступа [2] позволяет предположить, что возраст термоостаточной намагниченности образцов гранитных батолитов отличается от возраста кристаллизации пород не более чем на 10 млн лет. Сравнив с известными раннепротерозойскими определениями по югу Сибири с учетом возможного омоложения полученного полюса, можно сделать вывод о том, что, по крайней мере, начиная с 1860 млн лет Ачитканский и Олёкминский блоки перемещались совместно, а примерно с 1850 млн лет к этому агломерату присоединился и Шарыжалгайский выступ. Палеоширотное положение этих блоков в раннем протерозое было приэкваториальным.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-01132).

Литература

1. Водовозов В.Ю., Зверев А.Р., Афиногенова Н.А., Цельмович В.А. Граниты кодарского комплекса Ат-Бастахского массива Удокана: «аномальные» магнитные свойства и «нормальные» палеомагнитные направления // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 42–43.

2. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
3. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // 2003. Т. 390. № 3. С. 368–373.
4. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
5. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Научн. ред. Е.В. Складчиков. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
6. Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. V. 319. P. 167–198.
7. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu. et al. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // Precam. Res. 2015. V. 259. P. 58–77.
8. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 276. P. 229–242.

**И.П. Войнова¹, С.В. Зябрев¹, М.В. Мартынюк²,
Е.К. Шевелев³**

**Якчинская кремнисто-вулканогенная толща юрской
аккреционной призмы Центрального Сихотэ-Алиня
(стратиграфия, петрогеохимия, геодинамические
ретроспекции)**

Якчинская кремнисто-вулканогенная толща выделена в северо-западной части Центрального Сихотэ-Алиня и входит в состав Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы. Нами изучен представительный разрез толщи в правом борту долины р. Яро. В разрезе

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

² Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу, Хабаровск, Россия

³ Независимый исследователь, г. Хабаровск, Россия

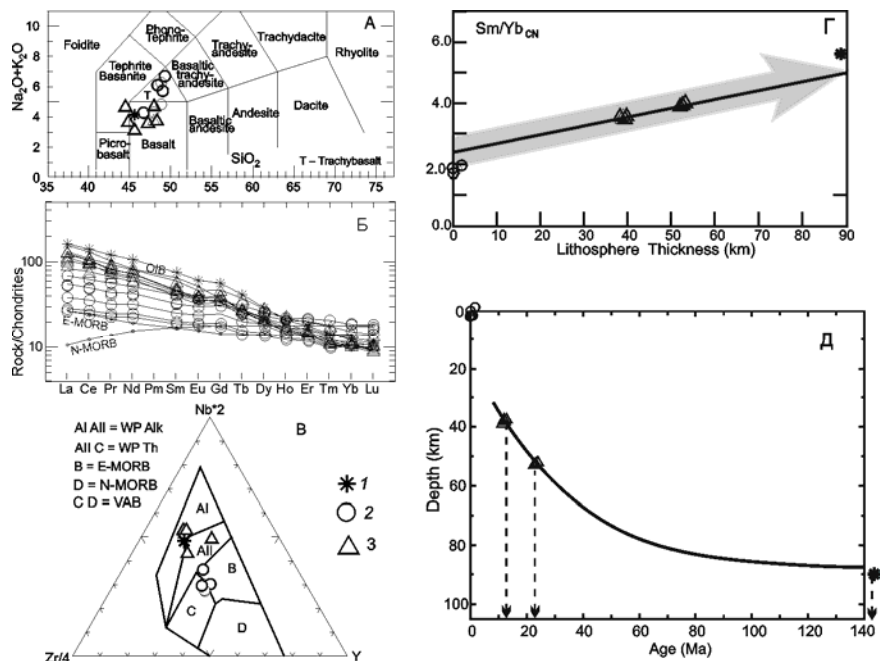


Рис. 1. Корреляция стратиграфической последовательности ячинской толщи с отложениями Самаркинского террейна [1] и фрагментом разреза юрской аккреционной призмы Японии, в котором запечатлено бескислородное событие на границе перми и триаса [2].

1 – субдукционный меланж; 2 – песчаники; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – кремнистые алевропелиты; 5 – кремни; 6 – темно-серые кремни; 7 – кремнистые аргиллиты; 8 – углеродистые аргиллиты; 9 – базальты

чередуются базальты, их лавобрекчии и гиалокластиты с кремнями и кремнистыми алевролитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками. Они слагают крутопадающие тектонические пластины С-СВ простирающие мощностью от десятков до сотен метров.

Возраст отложений и стратиграфическая последовательность. Полученные нами по радиолариям и конодонтам возрастные датировки отложений ячинской толщи лежат в более широком геохронологическом интервале (поздняя пермь – средняя юра) по сравнению с принятым ранее (триас, карний). Большая часть хроностратиграфического диапазона приходится на кремнистые отложения толщи: верхней перми (около 30 м), раннего-среднего триаса (около 50 м), среднего триаса – средней юры, байоса (около 100 м). Между пермскими и триасовыми

кремнями есть слой кремнистых аргиллитов с прослоями углеродистых кремней и аргиллитов (30–35 м). Верхи осадочной последовательности (средняя юра, байос – бат–келловей) сложены туфоалевролитами (около 100 м) с прослоями туфопесчаников в их верхней части. Вулканиды составляют значительный объем толщи и по положению в разрезе (возрасту) подразделяются на средне-позднетриасовые, раннеюрские и среднеюрские (байос) (рис. 1).

Петрогеохимическая характеристика базальтов и тектонические обстановки их формирования. По петрогеохимическим характеристикам (рис. 2 А–В) вулканиды классифицируются как базальты и трахибазальты (гавайиты) К-Na серии и подразделяются на два типа: 1) базальты, близкие к E-MORB, и 2) внутриплитные базальты типа OIB. Намечается следующая смена обстановок их формирования. Триасовые базальты – это внутриплитные базальты типа OIB, причем наиболее обогащенные, формировались в обстановке внутриплитных океанических островов, значительно удаленных от центра спрединга. Раннеюрские базальты близки по петрогеохимическим характеристикам к E-MORB, наиболее сходны с обогащенными базальтами COX, либо их можно параллелизовать с первичными плюмовыми толеитовыми базальтами океанических островов, приближенных к океаническому хребту. Среднеюрские базальты – типа OIB – формировались на океанических островах, удаленных от спредингового хребта.

Геодинамические ретроспекции. В петрогеохимии юрских базальтов отражена история отодвигания океанических островов от хребта, что подчеркивается оценкой мощности океанической литосферы на время излияния разновозрастных базальтов. Используя прямую корреляцию отношения Sm/Yb в базальтах с мощностью литосферы [3], можно предполагать рост мощности океанической литосферы от минимальной (нулевой) в ранней юре до ~40 км и более 50 км в средней юре (рис. 2 Г). По зависимости мощности океанической литосферы от ее возраста [4], мощность литосферы около 40 и более 50 км достигается при ее возрасте в ~13 и ~22 млн лет (рис. 2 Д). Это позволяет предполагать формирование юрских базальтов в связи с одним и тем же спрединговым центром. Мощность литосферы при формировании средне-позднетриасовых базальтов оценивается в 90 км и более, что соответствует ее возрасту более 140 млн лет и предполагает формирование триасовых базальтов на более древней литосфере, сформированной при другом спрединговом центре. Вероятно, что эта древняя (~310–380 млн лет) океаническая литосфера была рассечена спрединговым хребтом

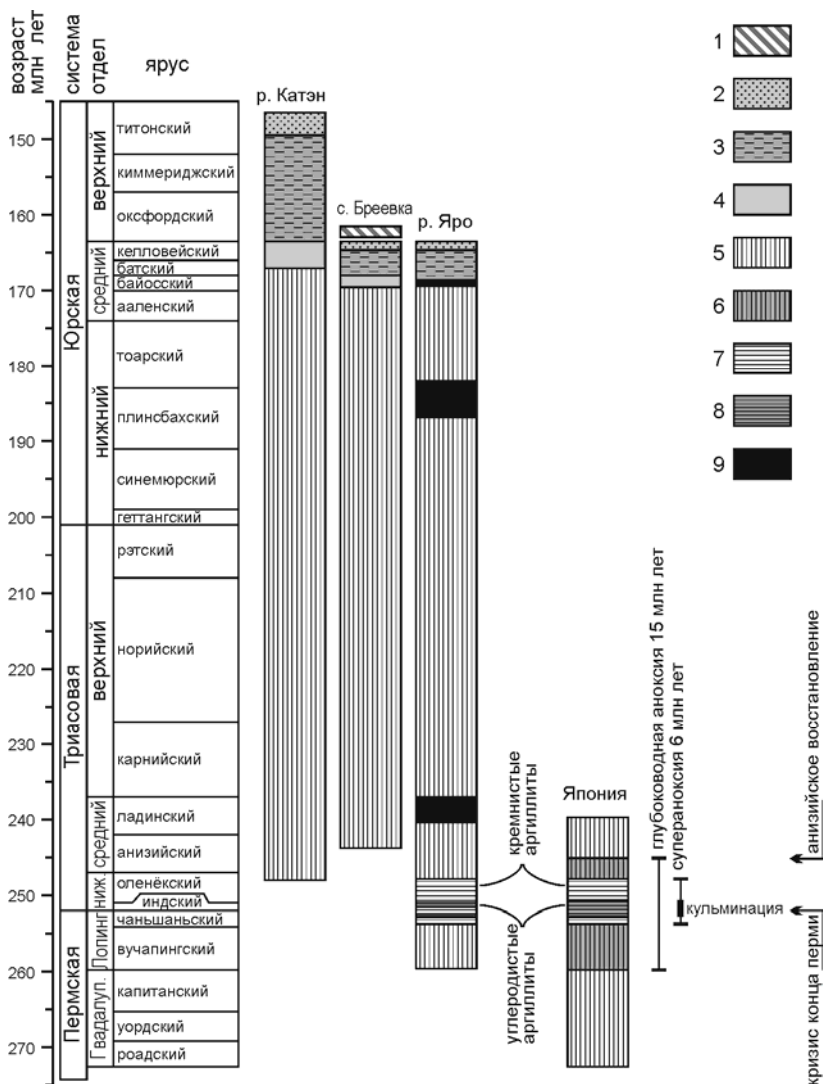


Рис. 2. Петрогеохимические диаграммы.

А – классификационная, Б – спайдер-диаграмма хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, В – дискриминационная, Г – $[Sm/Yb]_{CN}$ – мощность литосферы, по [3], Д – глубина границы литосфера/астеносфера ($\approx$ мощность литосферы) в зависимости от возраста литосферы, по [4].

Базальты: 1 – средне-позднетриасовые, 2 – раннеюрские, 3 – среднеюрские

вблизи края Азиатского континента в ранней юре, незадолго до последовавшей в средней юре аккреции океанического материала.

Кремнистые аргиллиты, залегающие между позднепермскими и ранне-среднетриасовыми кремнями, аналогичны кремнистым аргиллитам конца перми и раннего триаса кремнистых разрезов юрских аккреционных комплексов Японии [2]. Отсутствие кремней в этом интервале длительностью около 13 млн лет интерпретируется как резкое снижение продуктивности радиолярий, что связывается с развитием продолжительного (около 20 млн лет) бескислородного события в океане Панталасса [2].

Завершающий этап истории седиментации (средняя юра, байос–баткелловой) проявлен в накоплении пачки туфоалевролитов (около 100 м) с прослоями туфопесчаников в ее верхней части. Эта седиментация связана с вулканической деятельностью на конвергентной границе и отражает окончательное приближение океанической плиты к зоне субдукции. Аккреция океанического материала произошла вскоре после накопления этих отложений, и возраст эпизода аккреции можно оценить как постсреднебатский–раннекелловейский.

Близкий возраст аккреции в конце средней юры установлен для Бревеской тектоно-стратиграфической единицы Эльдовакского субтеррейна юго-восточной части Самаркинского террейна. Наиболее молодая Катэнская тектоно-стратиграфическая единица была аккрецирована в конце поздней юры [1] (рис. 1). Таким образом, аккреция фрагмента аккреционной призмы, представленного якчинской толщей, могла длиться ~15 млн лет, начавшись в конце средней юры и завершившись к концу поздней юры.

Литература

1. *Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
2. *Isozaki Y.* Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea // *Science*. 1997. V. 276. N 5310. P: 235–238.
3. *Humphreys E. R., Niu Y.* On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 118–136.
4. *Kawakatsu H., Kumar P., Takei Y., Shinohara M., Kanazawa T., Araki E., Suyehiro K.* Seismic evidence for sharp lithosphere-asthenosphere boundaries of oceanic plates // *Science*. 2009. V. 324. N 5926. P. 499–502.

Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации Северо-Востока России

Наиболее основательные эмпирические данные вулканологии получены при изучении действующих вулканов островных (вулканических) дуг, а также вулканов окраинно-континентальных тектономагматических поясов. Наблюдения над характером современных извержений вулканов разных типов и экспериментальные данные о физических свойствах силикатных расплавов выработали определенные представления о зависимости между составом магмы и формой ее извержения. Совершенно очевидно также, что данные современных наблюдений не отражают всего многообразия тектонического положения, объемов, и свойств изверженного вещества вулканических областей прошлых геологических эпох. Так, отдельные миоценовые извержения на порядок превосходили современные, а позднемезозойские извержения существенно превосходят миоценовые [1].

В пределах окраинноморской литосферы СВР в разной степени изучены Кедонский палеозойский, Уяндино-Ясачнинский мезозойский, Олойский, Удско-Мургалский и Охотско-Чукотский позднемезозойские и Камчатские кайнозойские вулканические и вулcano-плутонические пояса (таблица). Упомянутые выше, вулканические пояса имеют минимальное количество крупных и суперкрупных месторождений по сравнению с другими континентальными окраинами (например, Южно- и /или Североамериканской), что, конечно, связано с недостаточной опoискованностью этих регионов.

Зоны ТМА, окаймляющие и секущие крупные вулканогенные пояса Северо-Востока России, представлялись ранее сателлитами этих поясов. В отличие от вулканогенных поясов, характеризующихся большим количеством мелких вулканоструктур с многочисленными рудопроявлениями цветных и благородных металлов среди региональных полей пропилитизации, именно в зонах активизации подобных типов унаследованно формируются долгоживущие вулканоплутонические центры с крупнейшими рудными районами [2].

Наши представления о древних вулканических поясах, в общем, согласуются с выводами о роли крупных вулканических центрах в плейстоцен-голоценовый этап развития Камчатки [2]. Объяснение голоценовой активизации магматических очагов и кальдерообразования подь-

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

Таблица. Au-Ag-эпитремальные месторождения вулканогенных поясов СВР

Вулканический пояс	Возраст		Геодинамическая обстановка	Полезные ископаемые	Au-Ag-месторождения и проявления
	индекс	млн лет			
Кедонский	D ₂₋₃	416–320	Окраинноконтинентально-островодужная	Au, Ag, Fe, Pb, Cu, Zn, In	Кубака, Биркачан, Ольча, Юный, Зет и др.
Олойский	J ₃ –K ₁	146–100	Островная дуга	Au, Ag, Hg, Pb, Cu, Mo, Zn, In	Клен, Алиса, Весенний, Смешливое, Верное и др.
Удско-Мургалский	K ₁	136–100	Островная дуга	Au, Ag, Hg, Pb, Cu, Mo, Zn, In	Иргуней, Джульета, Сергеевское и др.
Уяндино-Ясаченский	J ₂ –K ₁	175–136	Островная дуга	Au, Ag, Pb, Cu, Zn, In	Кунаревское, Широкое, Урульгунское и др.
Охотско-Чукотский	K ₂	100–70	Окраинноконтинентальная	Au, Ag, Sn, Hg, Pb, Cu, Zn, Mo, Sb	Дукат, Лунное, Купол, Двойное, Карамкен, Валунистый, Светлое, Хаканджа и др.
Восточно-Сихотэ-Алинский	K ₂ –Pg ₁	100–55	Окраинноконтинентальная	Au, Ag, Sn, Hg, Pb, Cu, Zn, B	Многовершинное, Белая Гора, Майское, Союзное и др.
Западно-Камчатский-Корякский	Pg	55–23	Окраинноконтинентальная	Au, Ag, Sn, Hg, Pb, Cu, Zn, W	Аметистовое, Иволга, Орловка, Спрут и др.
Центрально-Камчатский	N ₁	23–5	Окраинноконтинентальная	Au, Ag, Hg, Pb, Cu, Zn, In	Агинское, Бараньевское, Иволга, Озерновское и др.
Восточно-Камчатский	N ₂ –Q	5–0	Окраинноконтинентальная	Au, Ag, Hg, Pb, Cu, Zn, In	Кумроч и др.

еюм глубинных базальтовых магм [4] согласуются с нашими представлениями о широко развитых явлениях реювенации при рудообразовании и последующем «выкипании» гидротермальных систем в ОЧВП вследствие развития мощного базальтового вулканизма заключительной стадии [5]. Эти процессы, кстати сказать, могли быть причиной нарушения изотопных систем ранее сформированных вулканогенных толщ и омоложении их изотопного возраста.

Скоротечность формирования элементов стратиграфического разреза вулканогенных толщ и несоизмеримо большая в сравнении с этим

длительность существования периферических магматических очагов под вулканами, а также гидротермальных систем в кальдерах и в около-кальдерном пространстве еще недостаточно осознаются при анализе соотношений вулканогенных и плутоногенных формаций, при обсуждении различных аспектов вулканоплутонических ассоциаций и развития гидротермально-рудного процесса. В частности, во всех вулканогенных поясах от Кедонского палеозойского до островодужных, в т.ч. Камчатских, развито золотосеребряное оруденение, но оно, тем не менее, имеет коровую природу и отчетливо входит в самые различные рудноформационные ряды (рудные комплексы) от олово-серебряных дукатского типа до медно-никелевых островодужного типов. Вместе с тем, кроющие структуры вулканогенных поясов столь же отчетливо наследуют металлогенические особенности своего основания (или даже докембрийского фундамента): Кедонский – безоловоносный и мало-сульфидный, Охотско-Чукотский – олово-сереброносный на террейных пассивных континентальных окраинах и золотоносный на островодужных и кратонных, в т.ч. погруженных, террейнах. Оруденение вулканогенных поясов, наследующих субмаринный вулканизм (Удско-Мургальский, Олойский и др.) тесно связано с колчеданными формациями, в т.ч. типа куроко [3].

Важные черты металлогении КВП: достаточно широкое развитие под экранами вулканитов Au-Ag-оруденения в джаспероидах, что позволяет прогнозировать месторождения «Карлинского» типа; Специализация месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов и отсутствие оловорудных месторождений. Эти особенности рассматриваются нами как элемент унаследованного развития металлогении КВП от рудных комплексов докембрийского фундамента Омонского кратонного террейна [6].

На Востоке России, учитывая слабую изученность вулканогенных поясов и зон активизации, весьма реальны перспективы открытия не только мелких и средних, но и крупных золотосеребряных месторождений эпitherмального типа в островодужных поясах СВР. Можно ожидать развитие всего многообразия месторождений цветных и благородных металлов присущего как колчеданно-полиметаллическому, так и медно-порфировому рудноформационным рядам. Вещественный состав руд колчеданных залежей обычно хорошо коррелирует с минеральными ассоциациями преимущественно жильных месторождений-сателлитов. В островодужных поясах СВР весьма реальны перспективы открытия новых колчеданных месторождений (типа Куроко) и их сателлитов.

Работа выполнена в рамках темы госзадания ИГЕМ РАН "Металлогения уникальных рудных районов вулканогенных поясов и зон ороге-

неза различного возраста окраинноморской литосферы Северо-востока Азии".

Литература

1. Белый В.Ф., Сидоров А.А. Палеовулканология и метод актуализма // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 12–21.
2. Алексеев В.Ю., Сидоров А.А., Волков А.В. Вулкано-плутонические центры – типоморфные рудоконтролирующие структуры вулканогенных поясов Северо-Востока России // Вулканология и сейсмология. 2011. № 3. С. 3–12.
3. Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В.И. Металлогения вулканогенных поясов и зона активизации. М.: Макс-пресс, 2014. 355 с.
4. Кожемяко Н.Н. О некоторых региональных особенностях действующих вулканов Камчатки: динамика интенсивности и продуктивности вулканизма во времени и пространстве // Вулканология и сейсмология. 2000. № 1. С. 18–23.
5. Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю. Зоны активизации и вулканизм // Вулканология и сейсмология. 2013. № 3. С. 3–14.
6. Volkov A.V., Sidorov A.A., Savva N.E. et al. Epithermal Mineralization in the Kedon Paleozoic Volcano-Plutonic Belt, Northeast Russia: Geochemical Studies of Au–Ag Mineralization // J. Volcanology and Seismology. 2017. V. 11. N. 1. P. 1–19.

Л.В. Генералова¹, В.Б. Степанов¹, Н.Т. Билык¹, О.М. Гнилко²

Реконструкция геодинамических обстановок мезозойских офиолитов Трансильванско-Мурешского палеокеану (Внутренние Украинские Карпаты)

В результате исследований последних лет геологическое строение и геодинамическая эволюция Карпат рассматривается с позиций современного мобилизма и террейнового анализа. При этом большое внимание уделяется изучению вещественного состава и структурной позиции магматических комплексов Украинских Карпат. В междуречье левых

¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина

² Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, Украина

притоков р. Теребля, Малая и Большая Уголька, находятся наиболее представительные обнажения угольского магматического комплекса, представленного разрозненными фрагментами юрских (?) пород офиолитовой ассоциации Трансильванско-Мурешского фрагмента палеокеана Тетис. Породы офиолитовой ассоциации являются олистолитами в нижней части стратиграфического разреза мощной (до 1000 м) нижне-меловой (барем?-апт-альбской) олистостромовой толщи соймульской свиты Вежанского покрова (Мармарошской утесовой зоны) [2]. Среди них отмечены базальты, перидотиты, реже габброиды. Перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты, верлиты, пироксениты) серпентинизованы или полностью переработаны в серпентиниты. Олистолиты погружены в матрикс олистостромы, сложенный хаотическими образованиями грязекаменных потоков (debris-flows). Вежанский покров локализуется на северо-западном продолжении Мармарошского кристаллического массива и тектонически выклинивается в бассейн р. Боржава. Он надвинут к северо-востоку, на Внешние Карпаты. С юго-запада его перекрывает внутреннекарпатский флиш Монастырецкого покрова. Он по разлому граничит с Пенинской зоной.

Перидотитовые комплексы привлекают внимание исследователей, как в связи с расшифровкой генезиса развития ранних этапов складчато-покровных систем, так и в связи с их рудоносностью. В работе исследуется химизм аксессуарных шпинелидов, входящих в состав перидотитов. Шпинелиды, в соответствии с существующими методиками, являются индикаторами моделей геодинамических обстановок становления и эволюционирования содержащих их перидотитов. Целью работы является определение условий формирования и преобразования перидотитов угольского комплекса, составляющего мезозойскую офиолитовую ассоциацию.

Анализ вещественного состава шпинелидов выполнен нами с помощью сканирующего электронного микроскопа-микроанализатора РЕММА-102-02 (Сумы, Украина). Химический состав шпинелидов позволяет использовать информационные дискриминационные показатели (хромистость ($Cr\# = Cr / (Cr + Al) \times 100\%$), магнезиальность ($Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{+2}) \times 100\%$), железистость ($Fe\# = Fe^{+3} / (Fe^{+3} + Cr + Al) \times 100\%$) и др. (таблица) для идентификации термо- и геодинамических обстановок формирования содержащих их перидотитов с помощью аналитических пересчетов и дискриминационных диаграмм.

Шпинелиды встречаются во всех петрографических типах перидотитов угольского комплекса. Их количество составляет 1–3%. Они образуют три разновидности. В отраженном свете отмечены преимущественно угловатые реликтовые зерна шпинелидов серого цвета, которые встре-

чаются в более крупных образованиях светло-серого цвета. Последние системой трещин разбиты на остроугольные блоки, в интерстициях которых развиты серпентин, магнетит или серпентин+магнетит+хлорит. Кроме того, непосредственно в серпентине, наблюдаются осколковидные ксеноморфные зерна белого цвета.

Таблица. Химический состав (мас. %), дискриминационные, термо- и геодинамические показатели разновидностей шпинелидов перидотитов угольского комплекса

мас. %	разновидности		
	1	2	3
Al ₂ O ₃	55,16	38,36	2,46
Al	29,23	17,42	1,31
FeO	10,05	15,43	15,25
Fe ²⁺	7,84	12,04	12,3
Fe ₂ O ₃	1,34	1,26	31,65
Fe ³⁺	0,97	0,92	22,15
MgO	16,63	13,83	4,65
Mg	11,95	8,3	2,79
Cr ₂ O ₃	13,63	35,15	28,83
Cr#, %	24,57	57,77	93,61
Mg#	60,64	41,35	18,44
Fe##	2,55	2,14	51,47
Fe #	39,35	58,65	81,57
T _{ср.} °C	1384	1295	1170
P, кбар	13	7	3
F _{sp}	10	24	23
Dmelt, %	12	28	40
h, км	42,5	24	10
Vs см/год	до 5,5	до 10,0	>10,0
T/h, °C /км	33	54	120

Примечание: Хромистость: $Cr\# = Cr / (Cr + Al) \times 100\%$; магнезиальность: $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{+2}) \times 100\%$; железистость: $Fe\## = Fe^{+3} / (Fe^{+3} + Cr + Al) \times 100\%$, по содержанию трехвалентного железа; железистость: $Fe \# = (Fe^{+2} / (Mg + Fe^{+2})) \times 100\%$, по содержанию двухвалентного железа; степень частичного плавления, %: $F_{sp} = 10 \times \ln Cr\#_{sp} + 24$; степень деплетированности, %: $Dmelt = 0.426 \times Cr\#_{sp} + 1.538$ [1]; глубина формирования, км: $H = 3.4 \times P$; геотермический градиент, °C /км: T / H ; полная скорость спрединга (Vs) [1].

Петрографические наблюдения подтверждаются микрозондовым анализом. Он позволил установить, что в исследованных породах есть

три разновидности шпинелидов (см. таблицу). Умереннохромистые ($\text{Cr}\# = 24.57\%$), высокомагнезиальные ($\text{Mg}\# = 60.64\%$) и низкожелезистые по содержанию трехвалентного железа ($\text{Fe}^{3+} = 2.55\%$) шпинелиды характерны для первой разновидности. Вторая разновидность шпинелидов является более хромистой ($\text{Cr}\# = 57.77\%$), менее магнезиальной ($\text{Mg}\# = 41.35\%$), без существенного изменения железности ($\text{Fe}^{3+} = 2.14\%$). Третья разновидность шпинелидов репрезентована высокой хромистостью ($\text{Cr}\# = 93.61\%$), низкой магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 18.44\%$), высокой железностью трехвалентного железа ($\text{Fe}^{3+} = 51.47\%$).

Шпинелиды первой разновидности по химическому составу принадлежат пикотитам, хромпикотитам, алюмохромитам. Вторая разновидность шпинелидов попадает в поле хромшпинелей (ферриалюмохромит, субалюмоферрихромит). Третья разновидность обособляется в области малоалюминиевой хромшпинели (феррихромит), она характеризуется значительным повышением хромистости и железности.

Первая разновидность шпинелидов является более ранней генерацией и отвечает минералам и вмещающим их перидотитам мантийного субстрата с низкой степенью деплетированности, медленным спредингом, и др. параметров (см. таблицу). Вторая разновидность шпинелидов и содержащих ее пород характеризуется средней скоростью спрединга, более высокой степенью деплетированности и соответствует этапу становления перидотитов в островодужных системах. Третья разновидность шпинелидов принадлежит более поздней генерации, которая образовалась в результате взаимодействия перидотитов с бонинитовыми расплавами в зоне субдукции.

Термодинамические условия образования шпинелидов, содержащихся в перидотитах, рассчитаны по методике С.А. Светова и др. [3], Г.П. Пономарева, М.Ю. Пузанкова [4]. Первая разновидность шпинелидов кристаллизовалась при температуре 1295°C и давлении 13 кбар, вторая – при температуре 1384°C и давлении 7 кбар, третья – при температуре 1170°C и давлении 3 кбар (см. таблицу).

Термодинамические параметры делают возможным определить глубину формирования перидотитов и геотермический градиент. Для перидотитов, содержащих шпинелиды первой разновидности, глубина образования перидотитов составляет 42.5 км при геотермическом градиенте 33 град/км, для второй – 24 км при геотермическом градиенте 54 град/км, для третьей – 10 км при геотермическом градиенте 120 град/км.

Проведенные исследования шпинелидов перидотитов угольского магматического комплекса офиолитовой ассоциации позволяют реконструировать стадийность процессов становления мезозойской океани-

ческой литосферы в Трансильванско-Мурешской ветви океана Тетис. На первой стадии породы, содержащие шпинелиды, формировались в условиях медленного спрединга СОХ в зоне шпинелевых перидотитов верхнемантийного субстрата. В дальнейшем океаническая литосфера претерпевала преобразования в островодужной системе, где на заключительной стадии перидотиты подверглись взаимодействию с бонинитовыми расплавами, которые были инициированы субдукцией. В результате возникли породы, содержащие шпинелиды, с явными параметрами надсубдукционных перидотитов.

Изученные породы принадлежат ассоциации раннемеловых Трансильванских офиолитовых покровов, обдуцированных на энсиматичный цоколь островной дуги и маркирующих сутурную зону между Тиссией-Дакией [2]. Фрагменты покровов сохранились на территории Румынии в виде тектонических останцов, надвинутых на кристаллический массив Центральных Восточных Карпат (в Украине массив назван Мармарошским, он является частью террейна Дакия). Становление Трансильванских покровов завершилось коллизионными процессами между микроконтинентальными террейнами Тиссия и Дакия, закрытием Трансильванско-Мурешской бассейна. На север от террейна Тиссия-Дакия заложился новый Монастирецкий (Магурский) океанический бассейн. На позднемеловой–палеогеновой пассивной окраине континентального склона этого террейна происходило образование олистостромовой толщи соймульской свиты, олистолитами которой есть изучаемые перидотиты и другие породы мезозойской офиолитовой ассоциации.

Литература

1. Базылев Б.А., Силантьев С.А. Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов: Срединно-океанические хребты // Петрология. 2000. № 8. С. 227–240.
2. Гнилко О.М. Гнилко С.Р., Генералова Л.В. Формирование структур утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов // Вестн. СПбГУ. 2015. Сер. 7. Вып. 2. С. 4–24.
3. Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю. Распределение пороодообразующих элементов в системе основной–ультраосновной расплав–шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: геологическое приложение. М.: ИВиС ДВО РАН, 2012. 668 с.
4. Светов С.А., Рыбникова З.П., Вревский А.Б. Реконструкция Р–Т-параметров генерации и излияния мезоархейских коматиитовых расплавов по данным изучения акцессорных шпинелидов // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2014. Вып. 4. С. 19–36.

Новейшая коллизионная геодинамика и сейсмичность Большого Кавказа и приграничного Закавказья

Альпийская складчатая система Большого Кавказа (БК), ограниченная с юга Черноморско-Закавказским микроконтинентом (ЧЗМ), характеризуется довольно высокой сейсмической активностью. Об этом свидетельствуют проявления в его пределах как исторических, так и современных землетрясений, некоторые из них имеют магнитуду 6–7, а многие – 5 и 6 баллов [1–4]. Позднеорогенный (поздний сармат – антропоген) этап развития БК существенно отличается от предшествующей стадии по характеру деформационных процессов, когда сталкивались ЧЗМ и интенсивно сжатый и уже жесткий БК.

В начале новейшего этапа ЧЗМ и БК совместно были рассечены субмеридиональными Пшеха-Адлерским, Асса (Чож)-Арагвинским и Самурским разломами на отдельные части. БК был разделен на Северо-Западный (СЗ), Центральный (Ц), Восточный (В) и Юго-Восточный (ЮВ) сегменты, а ЧЗМ – на одноименные наоплиты. Последние, в свою очередь, были разделены на отдельные поперечные мелкие клавишеподобные блоки-шоли [5, 6]. В результате этого процесса возникли четыре основные геодинамические пары структур, состоящие из сегментов складчатой структуры БК и соответствующих им наоплит, разграниченных отрезками Южного краевого разлома БК. Следовательно, на коллизионном этапе развития на БК воздействовал не целостный ЧЗМ, а составляющие его разновеликие плиты и блоки.

Северное разнотипное движение шолей и наоплит, очевидно, обусловлено горизонтальной тектонической расслоенностью земной коры ЧЗМ. Поперечная деструкция и начавшееся воздымание БК способствовали проявлению в регионе, кроме раннего придвигового механизма деформации, нового поддвигового геодинамического процесса. Последний возникал в обстановке сильного тангенциального сжатия, которое вызывало в жестком складчатом комплексе БК хрупкие деформации с образованием пологих систем сколовых разломов разного ранга. По этим нарушениям происходили перемещения разнотипных структур

¹ Тбилисский государственный университет; Институт геологии, Тбилиси, Грузия. e-mail: ciala_gugava@mail.ru

² ООО "Кавказская Горная группа", Тбилиси, Грузия, e-mail: d_zakara@yahoo.com

на различных уровнях, что в основном обуславливало новейшую коллизийную геодинамику региона.

Северо-Западная наноплита была разделена на Геленджинскую, Туапсинскую и Сочинскую шолы, которые вдвигались в долготном направлении в структуру БК. Кинематика перемещении шолей была разной – первые два придвигались к БК, а последняя поддвигалась под него. Такое взаимодействие этих сегментов вдоль узкой граничной разломной зоны вызывали сейсмическую активность полосы их соприкосновения. Значительно более сейсмичен Сочинский район, где магнитуды землетрясений достигают 6–7 баллов. Сейсмическая активность вызвана поддвиганием Адлерской депрессии Абхазской зоны по пологой (до 30°) поверхности Пластунского разлома под Чвежипсинскую зону СЗ Кавказа. Многочисленные землетрясения проявляются северо-западнее от Сочинского района, вдоль Черноморского побережья, достигающие иногда 6–7 баллов. Их следует, очевидно, связывать с придвиганием Туапсинской и Геленджинской шолей к БК.

Центральная наноплита более монолитна, раздроблены только ее западный (Гудаутская и Сухумская шолы) и восточный (Ксанская и Жинвальская шолы) края. Здесь на новейшем этапе происходили вдвигание и поддвигание этих разновеликих блоков в структуры южной краевой зоны БК. Большая единая часть наноплиты неравномерно придвигалась и субмеридиально косо прижималась к складчатой системе. В результате Ц. Кавказ совместно с одноименной наноплитой испытывал поступательно-вращательное перемещение в северном направлении. Ротация происходила против движения часовой стрелки на 15–20°. Поэтому восточная часть Центральной наноплиты продвинулась на север на большее расстояние, чем западная. В связи с этим, сейсмически активными являются только локальные участки развития шолей, а также наноплит.

В западной части Центральной наноплиты в пределах Сухумской и Гудаутской шолей отмечается наименьшая частота проявления землетрясений. На большей части этой территории активность сейсмических очагов не наблюдается, что, вероятно, вызвано относительно слабым плавным придвиганием названных блоков к БК. В середине Центральной наноплиты в пределах прилегающей БК территории ЧЗМ, высокой сейсмичностью характеризуется Мегрельский район, в частности полоса Поти-Абедатского разлома, ограничивающая с востока Одишский блок Грузинской глыбы. К этой тектонической зоне приурочены эпицентры 6–7 и даже 8 балльных землетрясений. Восточная часть Ц. Кавказа отличается пониженной сейсмической активностью, где отмечаются единичные слабые землетрясения. Лишь развитые на южном крыле

мегантклинория БК, вытянутые в субширотном направлении, Рача-Лечхумская синклиналь и ее восточное продолжение – Рача-Осетинский грабен, выделяются своей сейсмичностью. На этой территории известны проявления в основном 5–6-балльных землетрясений, иногда достигающие 7-балльной силы.

Сейсмичность этого района, очевидно, находится в непосредственной связи с правосдвиговым движением по Гагра-Джавскому региональному разлому, происходящим в течении позднего кайнозоя и продолжающимся до настоящего времени. Это подтверждается проявлением правосдвиговых смещений вдоль данного нарушения во время 8-балльного Рачинского землетрясения 1991 года, достигающего в эпицентре 9-балльной величины [7].

Восточная наноплита, которая почти не была сегментирована на мелкие блоки, кроме Иорской шолы, продвигалась в северо-восточном направлении и пододвигалась под складчатую структуру В. Кавказа. Тангенциальное сжатие, возникающее при поддвиге, передавалось мегантклинорию, поэтому В. Кавказ является наиболее сейсмически активным сегментом БК. Вытянутая линейная зона от Ахметы до Варташена повышенной сейсмичности приурочена к Кахети-Вандамскому разлому, который разграничивает В. Кавказ и одноименную наноплиту. В ней выделяются несколько сейсмических районов. Самый западный из них – Кахетинский, приурочен к Ахметской впадине Алазанской депрессии и прилегающему к нему с юго-запада Цив-Гомборскому хребту. В этом районе известны проявления ряда разрушительных землетрясений силой 7–8 баллов, а также более слабые 6–7 баллов. Восточнее располагаются сейсмические районы, приуроченные к северному борту Алазанского прогиба – Лагодехи-Белоканы-Закатала-Нуха-Варташен, протяженностью 130 км, а также Курташен. С этими участками связаны многочисленные землетрясения, отдельные из которых достигали силы в 6–7 баллов. Сейсмичность этой территории, по-видимому, связана с поддвиганием Восточной наноплиты под В. Кавказ в северо-восточном направлении.

Юго-восточная наноплита, совместно с расположенной с ней Кобыстанскому шолью, субмеридионально придвигалась и прижималась к ЮВ Кавказу, испытывая при этом горизонтальное вращение против часовой стрелки до 20° . В результате косоугольного сжатия происходило также продольное сдвиговое смещение вдоль восточного участка Зангинско-Герадильского разлома. Сейсмическая активность в этом сегменте отмечается, в основном, в краевой придвиговой зоне, вдоль границы с микроконтинентом. Самый значительный из них район – Шемахинский, известен своими многочисленными, в том числе катастрофическими (до

8–9 баллов) землетрясениями. В различные годы в районе г. Шемаха и его окрестностях многократно происходили подземные толчки силой 6–7 баллов. Геодинамическая природа шемахинских землетрясений и их возникновение связаны с правосторонним смещением ЮВ Кавказа вдоль границы с Кобыстанским синклинорием.

Самым восточным сейсмическим районом БК является Апшеронский полуостров, где отмечаются единичные очаги более слабых (5–6 баллов) подземных толчков. Их проявление имеют аналогичное с шемахинскими землетрясениями тектоническое происхождение.

Таким образом, проявление шоловой тектоники ЧЗМ и связанная с ней сейсмическая активность рассматриваемой территории БК является главным выражением коллизионной геодинамики региона на неотектоническом этапе его развития, которая продолжается и в современную эпоху.

Литература

1. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 481 с.
2. Геология СССР. Т. 1X. Северный Кавказ. Ч. 1. М.: Недра. 1968. С. 644–650.
3. Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. Ч. 1. М.: Недра. 1964. С. 492–502.
4. Геология СССР. Т. XLVII. Азербайджанская ССР. Ч. 1. М.: Недра. 1972. С. 404–414.
5. Гиоргобиани Т.В. Альпийская коллизионная геодинамика Большого Кавказа и прилегающего Закавказья // Материалы 38-го тектонического совещания. Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС. Т. 1. 2005. С. 143–146.
6. Гиоргобиани Т.В., Тверитинова Т.Ю. Новейшая и современная геодинамика Большого Кавказа и приграничного Закавказья // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы. Материалы докладов Всероссийской конференции. ИЗК СО РАН. Т. 1. Иркутск, 2012. С. 79–82.
7. Белоусов Т.П., Чичагов В.П. Сейсмодислокации и природа очага Рачинского землетрясения 1991 года на юге Большого Кавказа // Физика земли. № 3. 1993. С. 53–63.

Некоторые особенности строения южной части суванякского метаморфического комплекса (Южный Урал)

Согласно существующим представлениям [5], суванякский метаморфический комплекс составляет западное крыло антиформы Уралтау на Южном Урале, отделяясь от слагающего центральную и восточную часть структуры максютовского метаморфического комплекса Янтышевско-Юлукским разломом. В отличие от максютовского комплекса, сложенного позднедокембрийскими и раннепалеозойскими метатерригенными и метавулканогенными толщами метаморфизованными в диапазоне от зеленосланцевой до глаукофансланцевой и эклогитовой фации, суванякский комплекс представлен преимущественно кварцито-сланцевыми толщами, претерпевшими метаморфизм зеленосланцевой фации.

Данные о возрасте суванякского комплекса несколько противоречивы. Ранее его относили к позднему докембрию, однако находки фауны в южной и центральной части зоны развития комплекса позволили отнести его большую часть к палеозою, в то же время севернее г. Белорецка суванякские породы прорваны позднедокембрийскими Мазаринским и Барангуловским интрузивными массивами [5]. Завершающие деформации обоих комплексов датируются поздним палеозоем [4]. Янтышевско-Юлукский разлом, разделяющий суванякский и максютовский метаморфические комплексы, протягивается на 150 км от широты д. Янтыш до верховьев р. Сакмары. Вдоль простирания падение разлома меняется. Так, на большей его части разлом характеризуется западными падениями под углом 30–60°, а к северу от п. Темясово приобретает субвертикальное падение, на отдельных участках, судя по данным картирования, наблюдаются обратные восточные падения под углом около 70°. По данным [3] разлом представляет собой зону сложного строения с развитыми в ней пластинами серпентинитов, метагабброидов и тектонически перемешанные в различной степени метаморфизованные образования максютовского и суванякского комплексов.

Что касается морфогенетического типа разлома, то мнения исследователей на этот вопрос разделились. Так, авторы [7] рассматривали Ян-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тышевско-Юлукский разлом, как ретрошарьяж по которому породы суванякского комплекса надвинуты на максютовские, а автор [8] на основании изучения кренуляционного кливажа в суванякских породах в зоне динамического влияния разлома считал его сбросом. По данным [2] разлом, разделяющий максютовский и суванякский комплексы, является деформированным шарьяжом, по которому суванякские породы были надвинуты через образования максютовского комплекса в западном направлении.

Рассмотрим строение суванякского комплекса в зоне, прилегающей к Янтышевско-Юлукскому разлому в районе сел Янтыш и Акназар и сравним со строением максютовского комплекса в зоне динамического влияния данного разрывного нарушения.

На правом берегу р. Сакмара, выше с. Акназар в разрезе суванякского комплекса преобладают интенсивно дислоцированные малослюдистые кварциты, падения которых варьирует от ЮЗ до ЗСЗ. Складки здесь представлены тремя генерациями структур. Наиболее ранними здесь являются ныряющие S и Z (в зависимости от экспозиции) складки, представленные лишь обрывками структур, разделенными зонами милонитизации и катаклаза в которых развиты вынырывающие (т.е. в которых верхнее крыло смещается вверх по падению относительно нижнего) изоклинальные зигзагообразные складки, относящиеся ко второй генерации.

В целом лучше сохраняются замковые части складчатых структур, где развиты нейтральные складки М-типа. В толще развиты более поздние сдвиговые левосторонние складки с крутопадающими шарнирами, погружающимися в СЗ направлении под углом 60–70°. Эти же складки были встречены на левом борту долины р. Сакмара вдоль дороги Янтыш–Акназар, где слои филлитов и кварцитов суванякского комплекса, круто (70–80°) падающие в ЗЮЗ направлении, смяты в левосдвиговые складки с субвертикальными (80–85°) шарнирами. Развитием этих складок объясняется изменение падения суванякских пород от ЮЗ до ЗСЗ.

Выше по течению реки напротив санатория «Сакмар» характер разреза суванякского комплекса и структурная обстановка несколько меняются. Здесь, судя по всему, наблюдается зона динамического влияния Янтышевско-Юлукского разлома. Для пород суванякского комплекса, представленных филлитами и, в меньшей мере кварцитами, характерно развитие сильно сжатых S-образных изоклинальных зигзагообразных асимметричных складок с параллельными верхними и нижними крыльями. Верхние и нижние крылья складок параллельны осевым плоско-

стям структур, погружающихся в ЗСЗ и ЗЮЗ направлении под углом 40–70°.

Преобладающие в структуре изоклинальные S складки являются ныряющими по отношению к общему падению толщи. Редко встречающиеся вынырывающие Z образные мелкие складки, как правило, лишь осложняют смыкающие крылья основных структур, падение которых, как правило, не превышает 45°. Размах крыльев ныряющих складок варьирует от нескольких сантиметров до 10–15 метров. Иногда складчатые структуры рассечены субсогласными с падением толщи зонами милонитизации, где наблюдаются лишь обрывки складчатых структур.

При дальнейшем движении вверх по долине, вдоль ее правого борта в слабообнаженной седловине породы суванякского комплекса сменяются образованиями зоны Янтышевско-Юлукского разлома, представленными расланцованными метагабброидами и метабазитами. Сланцеватость, наблюдаемая в зоне разлома, характеризуется ЗЮЗ падениями под углом 35–40°. На восточном борту седловины наблюдаются слюдитые и графитовые кварциты максютовского метаморфического комплекса.

Структура максютовского метаморфического комплекса, наблюдающиеся немного выше поворота долины рек к северу напротив с. Янтыш, определяется развитием зигзагообразных асимметричных Z складок, опрокинутых на северо-восток. Пологие крылья этих структур погружаются в ЮЗ направлении под углом 20–45°, а крутопадающие СВ крылья характеризуются падениями на СВ под углом 60–75°, а также падениями на ЮЗ под углом 45–75° в опрокинутом залегании. Здесь же на крыльях складок СВ вергентности встречены характерные для максютовского комплекса ранние изоклинальные складки с шарнирами, ориентированными под углом 60–100° по отношению к простиранию шарниров основных структур.

Подводя итог всему вышеизложенному, можно отметить, что максютовский и суванякский комплекс резко различны по характеру своих структур и структурной эволюции. Так, для южной части суванякского комплекса на ранних стадиях деформации отмечается развитие складок, погружающихся в западных румбах, т.е. движения вдоль контакта максютовского и суванякского комплекса происходили в западном направлении по падению сместителя Янтышевско-Юлукского разлома.

С формальной точки зрения разлом является сбросом или сбрососдвигом. Тем не менее интенсивные деформации, а также присутствие в зоне разлома серпенинитов и метабазитов не характерно для сбросов. Данное противоречие можно попытаться разрешить, если предполо-

жить, что суванякские образования были шарьированы через максютовские породы с востока. Зоны милонитизации и катаклаза, секущие ранние складки, для которых, судя по приуроченным к ним складкам, вынырывающим в восточных румбах, характерны движения с запада на восток, можно отнести к структурам типа “back thrust”. Впоследствии плоскость сместителя шарьяжа была деформирована в ходе образования антиформы Уралтау и приобрела современное западное падение. Эти движения никак не затронули породы максютовского комплекса, характеризующегося противоположными характеристиками структур.

Судя по всему, шарьирование южной части суванякского комплекса происходило уже после формирования структур максютовского метаморфического комплекса. Структурная эволюция суванякского и максютовского комплексов не имеет ничего общего. Возможно, что с этой точки зрения Янтышевско-Юлукский разлом является реликтом шарьяжа, по которому, южная палеозойская часть суванякского комплекса была перемещена с востока из зоны ГУР на запад, и ее нужно рассматривать не в составе зоны Уралтау, а в качестве одного из нижних покровов Сакмарского аллохтона.

Сдвиговые деформации маркируемые формированием складок с крутопадающими шарнирами, происходили уже после совмещения структур, поскольку как известно [6], подобные складки развиты в породах не только суванякского, но и максютовского комплекса. Что же касается северной позднедокембрийской части суванякского комплекса, то, скорее всего она имеет отличные от южной структурные характеристики. Вопрос о правомерности объединения этих частей в единый комплекс требует дополнительной проработки. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00383.

Литература

1. Голионко Б.Г. Строение и структурная эволюция северной части максютовского метаморфического комплекса (хр. Уралтау, Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 4. С. 26–29.
2. Голионко Б.Г. К вопросу о морфогенетическом типе Янтышевско-Юлукского разлома (Южный Урал) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2016. № 3. С. 8–12.
3. Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау. Препринт. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 31 с.
4. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

5. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

6. *Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки региональной тектоники. Т. 1. М.: Наука, 2005. С. 9–35.

7. *Brown D., Alvarez-Marón J., Perez-Estaún A., Oslowski A.* Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the south Urals, Russia // *Tectonics*. 1998. V. 17. P. 158–171.

8. *Hetzl R.* Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksytov Complex, southern Urals, Russia // *Geol. Rundschau*. 1999. V. 85. P. 577–588.

**Переход от субдукции к скольжениям литосферных плит
(на примере Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического
пояса): структурно-геологические, петрологические
и изотопно-геохимические аспекты**

Севернее широт 48–49° поздне меловой надсубдукционный Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс сменяется по латерали осадочными комплексами Западно-Сахалинского окраинного бассейна с лавинным типом седиментации и локальными проявлениями вулканизма в его обрамлении [1]. Эта смена связана с изменением угла схождения океанической и континентальной литосфер, появлением севернее широт 48–49° с.ш. левосдвиговой компоненты движения, переходом от субдукции к скольжению океанической плиты (рис. 1). Эти геодинамические представления подтверждаются выполненными петро-геохимическими и изотопными исследованиями ранее практически не изученных поздне меловых вулканитов больбинской свиты Северного Сихотэ-Алия. В отличие от надсубдукционных возрастных аналогов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса изученные породы имеют адакитовый состав ($La/Yb=19-34$) и повышенную магнезиальность ($\#Mg=25-36$) (рис. 2), а наиболее основные лавы по геохимическим признакам классифицируются как NEB. Аномально низкие значения $\Delta 8/4Pb$ (30–46) в изученных породах, а также высокие отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.51279–0.51281) указывают на участие в их генезисе деплетированной мантии тихоокеанского MORB-типа. С учетом этих данных предполагается, что деструкция океанической плиты на участке изменения простирания континентальной окраины приводила к проницаемости слэба и внедрению в надсубдукционную мантию астеносферного вещества, сопровождаемое плавлением базальтового слоя океанической коры.

Литература

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
2. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алия: минералогия,

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ ДВО РАН), Владивосток, Россия

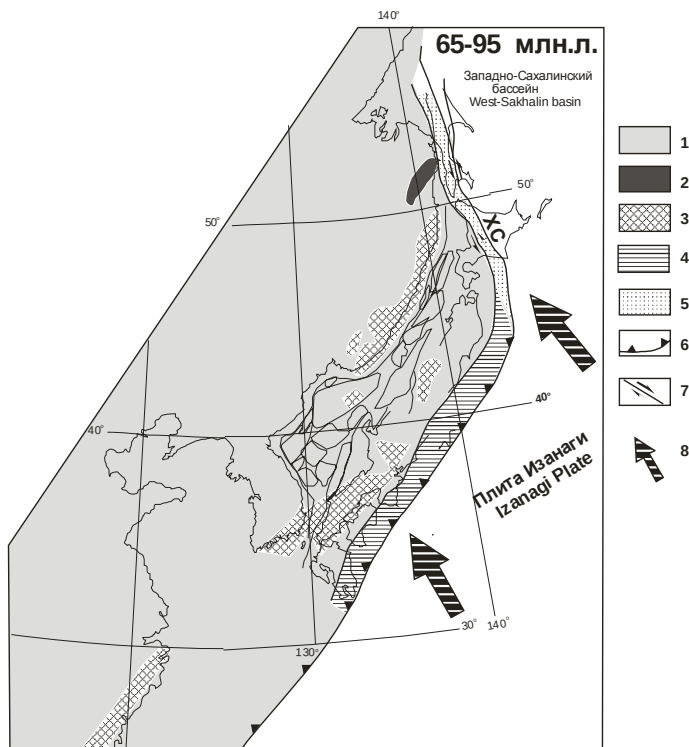


Рис. 1. Позднемеловые структуры восточной окраины Азии, по [1], с дополнениями.

1 – допозднемеловой континент; 2 – ареалы распространения больбинской свиты; 3 – надсубдукционные вулканы; 4 – аккреционные призмы; 5 – окраинно-континентальные синдвиговые турбидитовые бассейны; 6 – зоны субдукции; 7 – сдвиги трансформных окраин (ХС – Хоккайдо-Сахалинский); 8 – направления перемещения плиты Изагаги

геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 282–303.

3. Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сеноманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.

4. Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparison // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 21503–21521.

5. Richards J., Kerrich R. Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // Economic Geology. 2007. V. 102. N 4. P. 537–576.

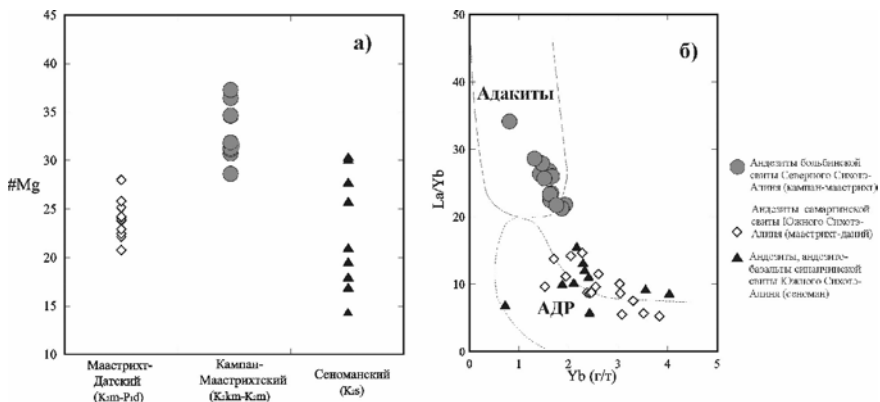


Рис. 2. Диаграммы распределения некоторых геохимических характеристик позднемезозовых комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: а – магнезиальности $\#Mg = MgO/(MgO+FeO^*)$ и б – лантан-иттербиевых отношений, по [4] с изменениями авторов; Поле АДР – андезиты, дациты, риолиты островных дуг. Границы полей адакитов и АДР приведены по [5]. Данные авторов с привлечением материалов [2] и [3]

**Б.И. Гонгальский¹, Н.А. Криволуцкая², К.Ю. Мурашов¹,
Г.Д. Павлович³, А.Н. Тимашков⁴**

Происхождение рудных районов в краевой части Сибирской платформы

По периферии Сибирской платформы размещается Алдано-Североземельский платиноносный пояс [3], разновозрастные впадины с медистыми песчаниками и сланцами [5], а также пояса гранитоидов [1]. В южной части платформы, в Удокан-Чинейском районе Северного Забайкалья установлены суперкрупные месторождения разных генетических типов, преимущественно раннепротерозойского возраста.

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

² Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ РАН), Москва, Россия

³ Российский государственный геологоразведочный университет, (МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

Крупные тектонические перестройки нашли свое отражение в формировании наложенных впадин (Кодаро-Удоканский прогиб), массивов гранитоидов и габброидов в раннем (кодарский и чинейский комплексы) и позднем протерозое (доросский), позднем палеозое (ингамакитский) – мезозое (базальты) и кайнозое (Удоканское лавовое плато). В возрастной диапазон 1811–1890 млн лет попадают датировки для Чинейского и Луктурского массивов [2]. Радиальные дайки, в том числе и Главная дайка Удокана, сходятся в районе перекрытого молодыми гранитоидами Майлавского массива.

Синхронными с габброидами чинейского комплекса к востоку является Каларо-Нимнырский рой даек (1865 млн лет), а к западу – это Малозадойский массив, габбро-долеритовые дайки в Шарьжалгайском выступа фундамента Сибирского кратона [1]. Близкие по возрасту (1880–1870 млн лет) дайковые рои и силлы отмечаются в Северной Канаде на кратоне Слейв [6]. Исследователи приходят к выводу, что перечисленные интрузии и дайковые рои представляют собой фрагменты единой крупной изверженной провинции. Рассчитанные траектории движения Сибири и Лаврентии показывают смещение этих кратонов к южным широтам [9]. На прямолинейном участке траектории от 1.87 до 1.80 млрд лет происходили внедрения ультрабазит-базитовых магм, первичных и фракционированных в промежуточных камерах (чинейский комплекс) и гранитных магм кодарского комплекса. Резкое изменение траектории движения на обратное направление вероятно связано с расколами суперконтинента и отщеплением от суперконтинента самостоятельных блоков (кратонов). После 1.8 млрд лет, вплоть до отделения Сибири от Лаврентии, больших тектонических деструкций и активной магматической деятельности не происходило.

На трехмерных диаграммах (3D модели) глубинного строения этого сегмента земной коры наблюдается чередование антиклинальных и синклинальных структур (рисунок). В Ункурской и Намингинской синклиналях расположены месторождения меди Ункур и Удокан. Антиклинальные структуры отвечают расслоенным массивам (Чинейский, Луктурский и нескрытые массивы). Аномальные геофизические поля прослеживаются вниз, где на глубине около 20 км располагалась магматическая камера, которая могла быть питающей для верхних массивов. В строении Чинейского массива установлено несколько разновозрастных групп пород, образованных при последовательных внедрениях в разной степени дифференцированных расплавов из нижерасположенной магматической камеры.

Редкие на поверхности выходы габброидов Майлавского массива на глубине образовали единый с Чинейским массивом плутон над которым в осадочных вмещающих породах находятся месторождения и проявле-

ния меди (Удокан, Саку, Правоингамакитское, Ключвенное). В экзо-контакте Луктурского массива находится месторождение Ункур.

Серия разломов тектонической зоны вдоль реки Нижний Ингамакит, разделяющей Удоканское месторождение с месторождениями и рудопроявлениями Чинейского и Майлавского массивов имеет амплитуду более 5 км, и характеризуется высокой сейсмичностью и в настоящее время [2]. В результате разноглубинные фрагменты вулcano-плутонических рудно-магматических систем большой вертикальной протяженности, оказались на поверхности и доступны для изучения.

Происхождение рудных концентраций, как в осадочных, так и в магматических породах всегда служило предметом дискуссий. В осадочных породах удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба присутствуют магнетитовые слои с высокой концентрацией других акцессорных минералов, зоны, обогащенные сульфидной минерализацией, проявлениями урановой и редкометальной минерализации. Сульфидная (пирит-халькопиритовая и пирротиновая) минерализация присутствует по всей глубине многокилометровой толщи осадочных пород. На нижних горизонтах это многокомпонентная минерализация в сланцах, на верхних – преимущественно Au-Ag-Cu руды в песчаниках (Удокан, Правоингамакитский, Саку, Ключвенное, Ункур, Красное, Бурпала и др.). Для перечисленных месторождений характерно разнообразие сульфидных и оксидных минералов Fe, Cu, S, Ag, Au, U, REE, значительная разница изотопных соотношений в рудах Удоканского и других месторождений. Стратиформные рудные залежи осложнены субсогласными с осадочными текстурами линзами и жилами, нередко брекчированными в центральных частях в результате послонных срывов. Широко распространены секущие халькозин-борнит-кварцевые жилы, в которых установлены повышенные концентрации золота, свинца и урана [2]. По U-Pb отношениям в сфене из таких жил получен возраст 1896.2 ± 6.2 млн лет [8], что существенно моложе, чем возраст детритовых цирконов в песчаниках и объясняют такую разницу региональным метаморфизмом.

Второй важный тип месторождений, расположенных в Удокан-Чинейском рудном районе связан с основными–ультраосновными массивами чинейского комплекса. Прежде всего, это Чинейский массив с месторождениями Магнитное и Этырко Fe-Ti-V руд (суперкрупное по запасам ванадия) и сульфидными Cu-Au-Ag-Pt-Pd рудами мирового класса. Проявления таких же руд установлены и на Луктурском и Майлавском массивах. В последние годы в строении Чинейского массива установлены уран-редкоземельные руды в пропилитах по массивным титаномагнетитовым рудам. Смешение и фракционирование расплавов

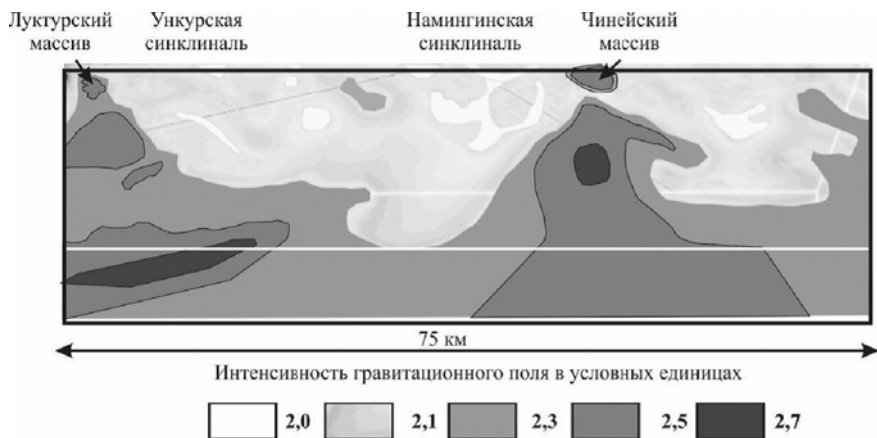


Рис. Плотностной разрез по линии Луктурский – Чинейский массивы Удокан-Чинейского рудного района. Вертикальный масштаб 25 км

определило разнообразие магматических пород чинейского комплекса. Фракционирование расплавов привело к образованию пород с постепенными изменениями содержаний главных породообразующих минералов, в том числе и рудных вплоть до образования мономинеральных титаномагнетитов, орто- и клинопироксенитов, плагиоклазитов, массивных халькопиритовых и пирротиновых руд.

Разновозрастные группы пород Чинейского массива, разноранговая ритмичность в их строении отражают сложный путь формирования пород и руд. Выделены серии, макоритмы, ритмы и микроритмы, образованные в результате магматической дифференциации, в которых только оксидные титаномагнетитовые руды, являясь породообразующими, наряду с пироксенами и плагиоклазом, принадлежат к магматическому этапу минералообразования. Кристаллизация сульфидов в лейкократовых обособлениях микроритмов происходила при более низких температурах, после кристаллизации основного объема пород. В них кристаллизовались биотит, амфибол, К и Na полевые шпаты, сульфиды, апатит, более чем на порядок повышены концентрации редких и редкоземельных элементов. Этот тренд наблюдается также в монцодиоритах апикальных зон массива, приподошвенных силлах и рассекающих массив дайках флюидно-магматических брекчий, с которыми ассоциируют сульфидные руды месторождения Рудное и др. Процессы альбитизации широко проявлены на месторождении Читканда и многочисленных проявлениях урана в песчаниках [4]. Альбитизация песчаников также широко проявлена в контурах Удоканского месторождения [7].

Крупные глобальные тектонические перестройки отражены в геологическом строении Удокан-Чинейского района массивами и дайками габброидов. Фракционирование магм в разноглубинных магматических камерах приводило к перераспределению и телескопированию рудных компонентов в палеопротерозое, что предопределило формирование крупной металлогенической провинции в Северном Забайкалье.

Литература

1. *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р. и др.* Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // *Геотектоника*. 2012. № 4. С. 28–41.
2. *Гонгальский Б.И.* Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС, 2015. 248 с.
3. *Додин Д.А., Додина Т.С., Чернышов Н.М. и др.* Программа платина России: результаты и основные направления работ // *Геология и охрана недр*. 2005. № 6. С. 80–86.
4. *Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мизута А.К. и др.* Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.
5. *Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубочев А.И.* Медистые песчаники и сланцы мира. М.: Недра, 1983. 414 с.
6. *Ernst R.F., Hamilton M.A., Söderlund U. et al.* Long-lived connection Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature geosciences*. 2016. V. 9. P. 464–469.
7. *Gongalsky B., Krivolutsкая N.* World-class deposits of the Northern Transbaikalia, Siberia, Russia. Springer, 2018 (in press).
8. *Perelló J., Sillitoe R.H., Yakubchuk A.S. et al.* Age and tectonic setting of the Udokan sediment hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 86. P. 856–866.
9. *Vodovozov V.Yu., Zverev A.R., Filev E.A.* Paleomagnetism of the Early Proterozoic complexes of the Olekma block of the Siberian craton // 11th International Conference “Problems of Geocosmos”. Book of Abstracts. St. Petersburg, 2016. P. 183–184.

Особенности строения зоны передовых складок Южного Урала

В рамках концепции тектоники плит Западноуральская зона складчатости рассматривается как пояс передовых надвигов и складок, возникший при образовании Уральского складчатого сооружения, формирование которого связывается с процессами закрытия Палеоуральского океана и столкновения окраин континентов [11].

Особенности строения Западноуральской зоны складчатости изучались нами в западной части Зилаирского синклиория на Южном Урале. Отложения здесь представлены чередованием флишевых и глубокоководных кремнисто-карбонатных отложений, занимающих интервал от фаменского яруса позднего девона до артинского яруса нижней перми [8, 14, 10]. Прогиб, формировавшийся на фронте орогена в течение позднего девона, карбона и перми, периодически заполнялся терригенным и карбонатно-терригенным флишем и продвигался в сторону континента, при этом депрессионные и флишевые осадки постепенно перекрывали карбонатную окраину континента [11, 2, 3, 4]. Разновозрастные (D_3fm-P_{1ar}) флишевые комплексы формировались как результат интенсивной эрозии отложений, вовлеченных в деформации на фронте коллизионного орогена. В составе терригенного обломочного компонента в песчаниках содержится кварц и плагиоклаз, обломки вулканических, осадочных и метаморфических пород, в том числе хромит-содержащих серпентинитов. Разделяющие их межфлишевые кремнисто-карбонатные и тонкозернистые глубоководно-шельфовые карбонатные отложения указывают на периодическое затухание тектонических движений в связи с их импульсным характером [11, 4].

В зоне передовых складок все эти отложения смяты в узкие линейные складки меридионального простирания.

Обзор представлений. Вопрос о строении зоны линейной складчатости дискуссионен. В ранних работах [6, 8, 12, 13] образование складчатой структуры связывали с инверсией тектонических напряжений и развитием системы разломов в кристаллическом фундаменте, что нашло отражение в разрезах к геологическим картам масштаба 1:200 000. Позднее исследователи стали считать, что все структуры в этих зонах контролируются либо взбросами и взбросо-надвигами [1, 9, 16], либо пологими надвигами, образующими серию тектонических пластин или чешуй [5, 7]. Антиклинальные структуры стали рассматриваться как

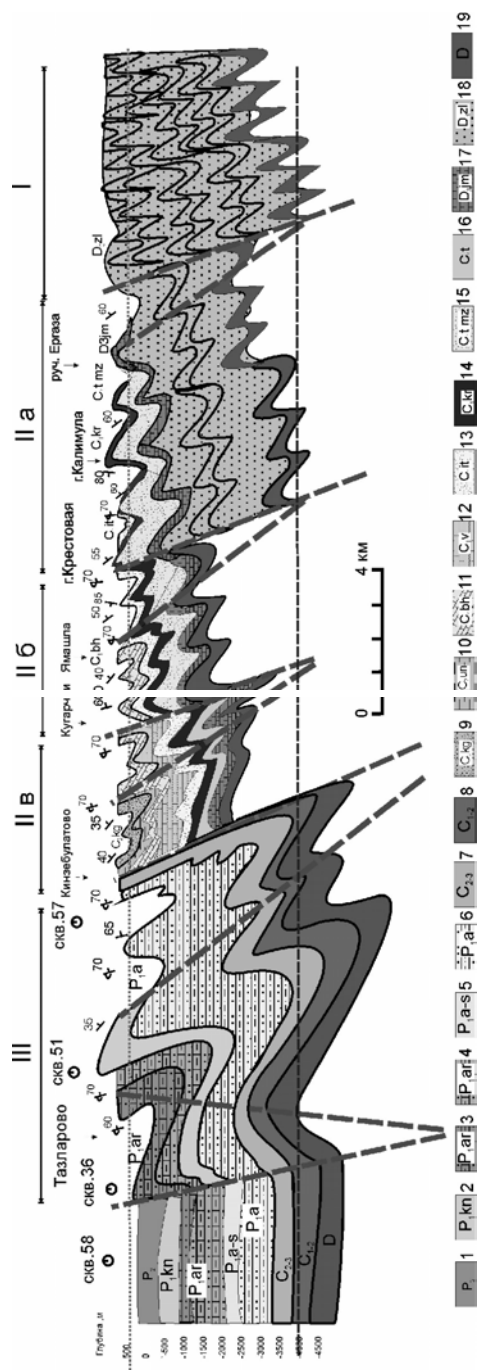
¹ Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа

складки, приуроченные к надвигам [5, 7]. Ранее считалось, что надвиги только осложняют крутые крылья складок и не связаны с ними. Гипотеза о развитии шарьяжей на Южном Урале [5, 7] признавала существование пластин многокилометровой протяженности, надвинутых на отложения окраины платформы. В западной части Зилаирского синклинория, на Асташской площади была пробурена серия глубоких скважин. Под граувакками зилаирской серии верхнего девона были вскрыты карбонатные породы карбона и девона, представленные тонкослоистыми известняками субплатформенного типа [7], что, казалось бы, подтверждает идею тектонических пластин. Альтернативным может быть заключение о наличии опрокинутых (лежачих) S-образных складок, обуславливающих характерное повторение разреза в подзилаирской части и осложненных пологим разрывом, падающим на восток.

При картировании Кугарчинской и Исянгуловской площадей в масштабе 1:50000 геологами объединения «Башкиргеология» в 1982–1986 гг. [15] было установлено наличие антиклинальных и синклинальных складок с крутым и опрокинутым падением слоев, осложненных взбросо-надвигами и складками более мелкого порядка. Антиклинальные структуры вытянуты в меридиональном направлении с небольшим отклонением осей складок к северо-западу. На западе нижнепермские породы отделены от верхнепермских крутым взбросо-надвигом.

При структурном картировании этой зоны в 1995–2001 гг. [17, 18] основными структурами в зоне линейной складчатости стали рассматриваться системы чешуйчатых надвигов западной вергенции, которые сопровождаются открытыми узкими складками (fault-propagation folds) с крутыми западными и пологими восточными крыльями. Зилаирский синклинорий при этом рассматривается как аллохтон, сорванный с основания и надвинутый на восточную часть зоны линейной складчатости [18].

Полевые наблюдения. В разрезе вдоль дороги Исянгулово–Зилаир наблюдается полная стратиграфическая последовательность отложений от фамена до артинского яруса включительно [10, 15]. Эти отложения смяты в линейные, часто опрокинутые на запад складки S-типа, осложненные мелкой складчатостью (рисунок). С востока на запад можно выделить три меридионально вытянутые зоны или блока, разделенные разломами. Самый восточный зилаирский блок I, сложен граувакками и сланцами фаменской зилаирской свиты. Отложения смяты в узкие длинные линейные относительно симметричные складки 1–2 км длиной и 100–300 м шириной выделены в складки зилаирского типа [12]. В зону II выделены складчатые породы карбона. Складки ассиметричные шириной до 1 км, длиной до 5–8 км с углами падения 30–60° на восток и более крутыми – 60–80° – на запад, иногда запрокинутыми, которые были интерпретированы как принадлежавшие [17, 18]. При этом предпо-



Строение зоны передовых складок Южного Урала вдоль дороги Исынгүлово-Кугарчи-Зилаир (разрез составлен Е.Н. Горожаниной с использованием геолого-съемочных материалов [Шевчун]).

1 – красноцветные отложения верхней перми; 2 – кунгурские эвалориты; 3–6 – комплексы нижней перми; 3, 4 – флиш артинского яруса, 5 – карбонатные ассельского и сакмарского ярусов, 6 – флиш ассельского яруса и верхнего карбона; 7 – карбонатные отложения среднего-верхнего карбона; 8 – карбонатные отложения нижнего-среднего карбона; 9 – флиш среднего карбона (зологоторская, кугарчинская свиты); 10 – кремнисто-глинистые карбонатные породы среднего карбона (унбетовская свита); 11 – карбонаты нижнего-среднего карбона (бухарчинская свита); 12 – карбонатные породы визейского яруса нижнего карбона; 13 – флиш визейского яруса нижнего карбона (иткулловская свита); 14 – углито-кремнисто-карбонатные породы верхнетурнейского подъяруса нижнего карбона (куруильская свита); 15, 16 – комплексы нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона; 15 – флиш (мазиковская свита); 16 – глинисто-карбонатные породы; 17 – кремнисто-карбонатные породы верхнефаменского подъяруса верхнего девона (ямашинская свита); 18 – флиш фаменского яруса верхнего девона (зилайрская свита); 19 – карбонатные породы девона

лагалось, что зона срыва (детachment) находится на глубине, и разломы, контролирующие эти складки, уходят вниз до фундамента. На самом деле, анализ этих структур и элементов залеганий показывает, что антиклинальные складки переходят в синклинальные практически без разрывов и смещений. На поверхности складки образуют эшелонированные линзовидные структуры, выклинивающиеся по простиранию. Зона II складчатых пород карбона делится еще на три блока. Вероятно, разделяющие эти блоки разломы являются оперяющими к более крупным нарушениям. Зилаирский флиш в этой зоне на глубине не прослеживается, замещаясь карбонатными осадками. Предполагается, что отложения девона в карбонатных фациях приподняты до глубины около 2 км [6]. В зоне III на поверхность выходят породы нижней перми преимущественно с общим опрокинутым залеганием, они осложнены более мелкими складками.

Данные сейсмопрофилирования. Сейсмические профили (Разуваев, 1992 г) на Беркутовской площади показали сложную картину сочетания антиклинальных поднятий и разломов при общем воздымании подфлишевых комплексов на восток. На Зилаирском профиле (0804004), проходящем на широте п. Мраково, также наблюдается поднятие в восточной части зоны – на границе с выходами зилаирского флиша (в районе д.Мурадымово). Плогие и субгоризонтальные срывы не фиксируются, но отчетливо проявлены субвертикальные и наклонные зоны нарушений, прослеживаемые до глубин свыше 3–5 сек (6–10 км). Возможно, эти структуры связаны со сдвигами, образовавшимися вдоль Урала на конечных стадиях коллизии [3, 4].

Данные бурения. Скважины (36, 38, 47, 51), пробуренные в западной части зоны линейной складчатости (в зоне III) под флишевыми осадками C_3 – P_1 на глубине около 4 км вскрыли пачку депрессионных отложений верхнего карбона, перекрывающую платформенные известняки башкирского яруса среднего карбона. Это показывает, что флишевые комплексы согласно залегают на платформенных отложениях, образуя триаду: карбонаты – депрессионные глинистые осадки (предфлиш) – флиш, и соответствуют переходному типу разреза по Б.И. Чувашову [11, 4].

Таким образом, имеются три модели строения зоны передовых складок Южного Урала – складчатая, взбросо-надвиговая и надвиговая. Согласно взбросо-надвиговой модели (БашНИПИнефть, 1978 г.) комплексы сложно дислоцированных пород зоны линейной складчатости надвинуты по взбросо-надвигу (угол падения сместителя 45° на восток) на менее дислоцированные осадки артинского яруса. Проведенные нами исследования зоны складчатости по трассе Исянгулово–Зилаир показали отсутствие крупных пологих надвигов. Основным элементом строе-

ния являются опрокинутые на запад S-образные складки, размер которых увеличивается с востока на запад от древних пород к более молодым. Образование складок связано с выжиманием слоистых флишевых отложений, формировавшихся при коллизии континентов, на конечном тектоническом этапе. Характер секущих взбросо-надвигов, указывает на их сдвиговую природу (по новым сейсмическим материалам во фронтальной зоне наблюдаются характерные структуры «цветка» [2–4]. Эти разломы, обусловленные поздними сдвиговыми движениями, создают блоковое строение территории. Строение подфлишевых комплексов в каждом блоке разное: с востока на запад происходит резкая (по разломам) смена флишевых толщ синхронными карбонатными отложениями. Зилаирский флиш прослеживается только в блоке I и IIa, каменноугольные флишевые комплексы развиты только в блоке II, где они, вероятно, подстилаются девонскими карбонатами [6]. К западу, в блоке III каменноугольный флиш сменяется карбонатными породами (см. рисунок).

Перспективы нефтеносности зоны складчатости обычно связывают с платформенными карбонатами, залегающими под флишевыми толщами [7, 16]. На Беркутовской площади подфлишевые известняки среднего карбона содержат газовую залежь. Собственно сами флишевые отложения и разделяющие их карбонатные толщи в качестве нефтепродуктивных не рассматривались. В то же время среди них можно выделить как нефтематеринские породы (темные битуминозные сланцы и мергели в составе куруильской и унбетовской свит), так и коллекторы – карбонатные песчаники (грейнстоуны) и песчанистые известняки, образующие прослои в отложениях иткуловской, бухарчинской, унбетовской и кугарчинской свит. В каменноугольных известняках бухарчинской и унбетовской свит нами были обнаружены прослои выщелоченных известковистых песчаников. Здесь же в трещинах кливажа наблюдались мощные жилы темно-коричневого кальцита, который содержит углеводороды (УВ) миграционного типа. Образование его, вероятно, происходило при частичном разрушении существовавших ранее залежей во время складчатых и разрывных деформаций.

Литература

1. Барыкин И.В., Камалетдинов Р.А., Частилин Г.М., Шеленин А.Ш. Геологическое строение и нефтегазоносность юго-восточной части Мраковской депрессии // Тектоника и нефтегазоносность Башкирии. Вып. 65. Уфа: БФАН, 1983. С. 116–123.
2. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Особенности строения зоны сочленения Предуральского прогиба и складчатого Урала // Тектоника, гео-

динамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. Т. 1. С. 119–125.

3. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Структуры зоны сочленения Предуральского прогиба и складчатого Урала по сейсмическим и геологическим данным // Материалы 11 Межрег. науч.-практ. конф. Уфа: Дизайн-пресс, 2016. С. 11–17.

4. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Исакова Т.Н.* Карбонатный массив горы Воскресенка в Южном Предуралье: возраст и развитие погруженной карбонатной платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 1. С. 17–33.

5. *Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 234 с.

6. *Камалетдинов М.А.* Перспективы нефтеносности девонских отложений западного склона Южного Урала // Вопросы геологии и нефтеносности девонских отложений западной Башкирии и смежных областей. Уфа: БФАН, 1958. С. 132–138.

7. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

8. *Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд. АН СССР, 1949. 165 с.

9. *Оффман П.Е., Буш Э.А.* Тектоника Приуралья и Урала. Изв. АН СССР. сер. геол. 1979. № 11. С. 115–125.

10. *Пазухин В.Н., Кулагина Е.И.* Стратиграфия карбона Зилаирского синклинория (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. Вып. 6. С. 19–44.

11. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.

12. *Сенченко Г.С.* Морфология складок смежной зоны краевого прогиба Зилаирского синклинория в связи с оценкой перспектив нефтеносности девонских и других отложений юга Башкирии // Вопросы геологии и нефтеносности девонских отложений западной Башкирии и смежных областей. Уфа: БФАН, 1958. С. 119–124.

13. *Сенченко Г.С.* Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 172 с.

14. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд. АН СССР, 1961. 352 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 37).

15. *Шевчун Н.П., Клименко Т.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Кугарчинской площади. Общие поиски марганцевых руд на Сергуловской площади. Отчет за 1982–1986 гг. о геологической съемке и геологическом доизучении в масштабе 1:50000. Уфа. Фонды ПГО Башкир-геология. 1987 г.

16. Щекотова И.А. Особенности строения Призилаирской полосы передовых складок Южного Урала и перспективы ее нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1987. № 12. С. 40–46.

17. Bastida F., Aller J., Puchkov V.N. A cross-section through the Zilair Nappe // Tectonophysics, 1997. V. 276. N 1–4. P. 253–264.

18. Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Gorozhanina Y., Puchkov V. The structure of the south Urals foreland thrust and fold belt at the transition to the Precaspian Basin // J. Geol. Soc. London. 2004. V. 161. P. 1–10.

**Г.С. Гусев¹, Н.В. Межеловский², А.Ф. Морозов³,
В.А. Килипко¹, О.Н. Сироткина¹, И.Н. Межеловский²**

Алтаесаяно-Приамурский регион России: сравнительный тектонический (геодинамический) анализ тектонических единиц

Расположенные на территории юго-восточного сектора **Урало-Охотского пояса** Обь-Зайсанская и Алтае-Саянская покровно-складчатые области формировались на площади рифейско-палеозойского Палеоазиатского океана, Локализованная же в пределах восточного сектора Урало-Охотского пояса Монголо-Охотская покровно-складчатая область развивалась на площади обширного залива Палеопацифики – Монголо-Охотского палеоокеана. Входящие в состав **Западно-Тихоокеанского пояса** сооружения Буреинско-Цзямусинской и Сихотэ-Алинской покровно-складчатых областей, несомненно, развивались в составе западной окраины Палеопацифики [15, 16].

Покровно-складчатые области представляют собой коллаж единиц территориального ранга (тектонических зон), структурно-вещественные комплексы которых были сформированы в разных тектонических (геодинамических) обстановках. Сравнительный тектонический (геодинамический) анализ структурно-вещественных комплексов и обстановок их формирования на площадях Обь-Зайсанской, Алтае-Саянской, Монголо-Охотской, Буреинско-Цзямусинской и Сихотэ-Алинской покров-

¹ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

² МЦГК «Геокарт», Москва, Россия

³ Роснедра, Москва, Россия

но-складчатых областей свидетельствует о наличии между ними, как сходных, так и существенно отличных по содержанию друг от друга тектонических (геодинамических) особенностей.

Сходные особенности. *Первая особенность:* сиалические фундаменты палеомикроконтинентов (МК), составных палеомикроконтинентов (СМК) и их субмикроконтинентов (СБМК) региона характеризуются близкими геохронологическими датами (в основном 850–1100 млн лет) по результатам определения модельных возрастов [T_{Nd} (DM2)] коровых протолитов коллизионных гранитоидов, а иногда и прямой оценки (по цирконам) возраста коренных пород. Тектонические единицы Обь-Зайсанской и Алтае-Саянской областей имеют модельные возрасты (млн лет): Барнаульский МК – 950 [4]; СБМК Алтае-Монгольского СМК: Рудноалтайско-Томьколыванский – 860, Талицкий – 950, Чарышский – 830, Коргоно-Терехтинский – 830 [3]; Минусинский МК – 936 [2]; СБМК Тувино-Монгольского СМК: Гарганский – 2727 (метаморфические породы) [1], Восточнотувино-Улгойский – 939 и Сангиленский – 940 [8]. В Монголо-Охотской области, СБМК Аргунского СМК: Заурулюнгуевский – 1050, 952, 851 (граниты) [20]; Ольдойский – 849, 881, 877, 915, 966, 1008, 1105, 1107, 1380, 1507, 1775, 2142 [11]; Гонжинско-Мамынский – 1105, 1105, 1176, 1555, 1566 [12]. В Бурейнско-Цзямусинской области, СБМК Бурейнско-Ханкайского СМК: Бурейнский – 904, 907, 908, 912, 914, 922 (гнейсовидное габбро) и 931, 932, 933 (гнейсовидный гранит) [14]; Матвеевско-Нахимовский (северный сегмент) – 1247 1275; Матвеевско-Нахимовский (южный сегмент) – 1481; Вознесенский – 828, 872, 913; Сергеевский (островодужный на [19]) – 867, 882 [18]. В Сихотэ-Алинской области, СБМК Журавлевского СМК: Самаргинский – 1143; Арминский – 984; Верхнеуссурийский – 795 и 979 [18]. *Вторая особенность:* U-Pb возраст структурно-вещественных комплексов в областях питания, определенный по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов в породах чехлов МК и СБМК показывает следующие значения (млн лет): Алтае-Монгольский СМК, Чарышский СБМК – позднекембрийские чарышская свита – 1169, суеткинская свита – 1166 [7]; Холзуно-Чуйский СБМК – позднекембрийская катунская свита горноалтайской серии – 840 (10 зерен), 1997 (7 зерен) и 2893 (4 зерна) [5]; Ануйско-Чуйский МК: позднекембрийская горноалтайская серия – 809, 879 [7]. Бурейнско-Ханкайский СМК, Малохинганский СБМК – поздневендская игничинская свита – 960–767 (73% зерен), 1120–1590 (13% зерен), 1690–2180 (14% зерен); поздневендско-раннекембрийская муравдинская свита – 652–954 (74% зерен), 1090–1550 (2% зерен), 1700–2500 (24% зерен без отчетливых возрастных пиков); раннекембрийская кимканская свита – 481–638 (66% зерен), 881–

957 (23% зерен), 1060–1660 (11% зерен) [9]. Необходимо также отметить, что результаты определения модельных возрастов [T_{Nd} (DM2)] структурно-вещественных комплексов в областях питания юрских терригенных отложений, как Верхнеамурского прогиба (Ольдойский СБМК) – 1171, 1177, 1184, 1226 и 1247, так и средне-позднеюрских терригенных пород Зeya-Депского прогиба (Гонжинско-Мамынский СБМК) – 1166, 1249, 1257, 1268 и 1397 [10] оказались сходными с результатами определения модельных возрастов кристаллического фундамента этих СБМК. *Третья особенность*: на площадях выступов гренвильско-дальсландского фундамента установлены повторноколлизионные (с участием плюмовой компоненты) амфиболитовые (Алтае-Монгольский СМК [5]) и гранулитовые (Буреинско-Ханкайский СМК [6, 17]) метаморфические преобразования с U-Pb возрастом по цирконам около 500 млн лет. *Четвертая особенность*: данные по возрастам фундамента палеомикроконтинентов и возрастам структурно-вещественных комплексов в областях питания терригенных образований в их чехлах уверенно свидетельствуют о формировании фундамента всех палеомикроконтинентов региона в пределах единого гренвильско-дальсландского Алтаеаяно-Приамурского пояса.

Неодинаковые (отличные) особенности. *Первая особенность*: эволюция крупных океанических бассейнов западного Алтае-Саянского сектора (Салаирского, Западно- и Восточно-Алтаекузнецкого, Телецко-Северосаянского и Таннуольского) завершалась формированием в их пределах девяти островодужных сооружений. В то же время в двух крупных океанических бассейнах Приамурского сектора сформировались лишь две энсиматические островные дуги (Каменская в Монголо-Охотском бассейне и Кемская в Восточно-Сихотэалинском бассейне) [13]. *Вторая особенность*: развитие среднего (Уймонского) океанического бассейна западного сектора региона завершилось формированием островной дуги, а развитие средних океанических бассейнов восточного Приамурского сектора (Баджалского, Кемско-Маноминского и Самаркинского бассейнов) происходило без образования островных дуг и завершалось процессами аккреционного скучивания комплексов океанических рифтов, абиссальной равнины дна океана, палеоокеанических островов и пассивно-окраинных олистоплаков. *Третья особенность* заключается в том, что на площадях СБМК западного Алтае-Саянского сектора формировались три энсиалические (зрелые) островные дуги - Рудно-Алтайская, Томь-Колыванская и Сархойско-Гарганская [15]. На площадях же СБМК восточного сектора энсиалические островные дуги отсутствуют.

Литература

1. *Анисимова И.В. и др.* Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, 2–4 июня 2009 г. Санкт-Петербург. Т. 1. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 34–35.
2. *Врублевский В.В. и др.* Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 287–311.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Саяно-Алтайская. Лист М-44–Рубцовск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. Объяснительная записка. 415 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Саяно-Алтайская. Лист М-45 – Горноалтайск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. Объяснительная записка 567 с.
5. *Гусев Н.И., Шокальский С.П.* Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». 2010. № 1. С. 72–80.
6. *Котов А.Б. и др.* Возраст Амурской серии Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // ДАН. 2009. Т. 428. № 5. С. 637–640.
7. *Крук Н.Н. и др.* Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 551–570.
8. *Овчинникова Г.В. и др.* Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 613–622.
9. *Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А.* Источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты геохронологических U-Pb (LA-ICP-MS)-исследований детритовых цирконов // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 346–350.
10. *Смирнова Ю.Н. и др.* Геохимия и области сноса терригенных отложений Верхнеамурского и Зей-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. № 2. С. 127–148.
11. *Сорокин А.А. и др.* Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 654–670.

12. Сорокин А.А.и др. Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН. 2003. Т. 392. № 6. С. 807-812.

13. Сорокин А.А., Сорокин А.П. Источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Геохронологических исследований U Pb(La-ICP-MS)- исследований детритовых цирконов // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 346-359.

14. Сорокин А.А. и др. Габбро-гранитная ассоциация раннего неопротерозоя в строении Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохимические и геохронологические данные // ДАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 712-717.

15. Тектонический кодекс России / отв. ред. Н.В. Межеловский. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2016. 240 с.

16. Ханчук А.И. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод La-ICP-MS) // ДАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 212-215.

17. Ханчук А.И. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // ДАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 441-445.

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

19. Geodynamics Map of Northeast Asia / Compiled by Leonid M. Parfenov et al. 2013. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3024, 2 sheets, scale 1:5 000 000, <http://pubs.usgs.gov/sim/3024/>.

20. J. Tang et al. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: Petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precam. Res. 2011. V. 224. P. 597–611.

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев¹

**Мелководные и глубоководные отложения карбона
Новосибирских островов: реконструкция
позднепалеозойской окраины Сибирского палеоконтинента**

Каменноугольные отложения в пределах архипелага Новосибирские острова демонстрируют смену мелководных фаций глубоководными в западном – юго-западном (в современных координатах) направлении:

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

от центра о. Котельный к острову Бельковский [4]. Согласно цитируемой публикации и ряду более поздних работ по результатам средне-масштабной геологической съемки, породы нижнего карбона обнажены только на о. Котельный и представлены в его западной и южной частях в основном известняками, аргиллитами и карбонатными алевролитами (около 1 км) с различной бентосной фауной, а на юго-востоке – существенно менее мощной толщей известняков с пестроцветными алевролитами и конгломератами в основании. Предположительно, континентальные аргиллиты визе обнаружены в локальном выходе на севере острова [3, 5]. Средне-верхнекаменноугольные отложения в центральных и северо-западных районах о. Котельный имеют незначительную мощность (до 30 м) и сложены мелководными известняками. Западнее (полуостров Тас-Ары), по данным [4], они сменяются темноцветной существенно аргиллитовой последовательностью с полимиктовыми песчаниками мощностью 150 м (бельковская толща), которая датировалась башкирским ярусом среднего карбона. Толща закартирована также на о. Бельковский, где ее мощность оценена в 450 м.

Нами установлено, что возраст глубоководных отложений бельковской толщи на одноименном острове охватывает интервал от основания карбона до нижней перми включительно (не древнее 280 млн лет, [7]). Верхняя часть разреза, вероятно, существенно моложе, и, возможно, включает часть триаса. Бельковская толща представлена черными сланцами, песчаными и тонкозернистыми турбидитами, а также продуктами их перемыва и переотложения подводными течениями; общая мощность более 1 км. Толща залегает с постепенным переходом на органо-генных известняках верхов фамена низов турне. Последние венчают разрез глубоководных пород верхнего девона, накопившихся в обстановке рифтогенеза [1].

Детальное изучение разреза карбона на западе о. Котельный (п-ов Тас-Ары) показало, что отложения турне и визе (не менее 960 м) формировались в пределах карбонатного рампа при постепенном углублении бассейна. Они представлены глинисто-карбонатной толщей, сменяющей прибрежно-морские кварц-кремнистые песчаники фамена. В ее нижней части заметную роль играют песчанистые известняки и доломиты, силикатно-карбонатные песчаники с волновыми и, выше, штормовыми текстурами, биокластические известняки. Верхняя половина сложена биотурбированными глинистыми и спикулитовыми известняками [2], формирование которых, по-видимому, происходило уже в глубокой части шельфа. Более высокие горизонты разреза представлены вышеупомянутой бельковской толщей, подошва которой здесь примерно соответствует основанию серпухова, а видимая верхняя часть не

древнее начала средней перми. Суммарная мощность толщи на п-ове Тас-Ары не менее 300 м. Нижняя ее часть (серпухов-низы башкира?) наряду с аргиллитами и силицикластическими песчаниками с обломками кварца и кремней еще содержит карбонатные породы, но они имеют, в основном, турбидитовую природу. В средней части толщи доминируют алевролиты и полимиктовые плохосортированные песчаники (литоарениты, в т.ч. полевошпатовые); в верхней – черные сланцы с сидеритом. Песчаники интерпретированы как турбидитовые. Смена состава силикатной кластики во второй половине карбона указывает на появление нового источника сноса, которым явился растущий Северо-Таймырский ороген. Новые U-Pb датировки обломочных цирконов из разреза Тас-Ары, подтверждают этот вывод. Тас-аринский разрез демонстрирует ряд сходных черт с каменноугольно-пермскими толщами Таймыра и низовьев р. Лена.

Фациальная зональность каменноугольных (и пермских) отложений наследует таковую позднего девона, то есть глубоководный бассейн в западной части территории Новосибирских островов (современные координаты) существовал, по крайней мере, с начала франского века и до конца(?) перми (>100 млн лет). По-видимому, эти отложения формировались в обстановке пассивной континентальной окраины. Согласно реконструкции, приведенной в [6], континентальный блок современного шельфа, включающий Новосибирские острова, был развернут приблизительно на 90° по часовой стрелке в процессе раскрытия Амеразийской океанической котловины в конце юры – начале мела. Если восстановить его первоначальное положение, то намеченная нами глубоководная зона позднего палеозоя, маркирующая склон платформы, окажется на простирании Верхоянской окраины Сибири. Предложенная идея согласуется со сходством палеозойских отложений и фауны Новосибирских островов с таковыми севера Сибири и Южного Таймыра, а также с присутствием на архипелаге Сибирских траппов [6].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 17-77-10123).

Литература

1. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. // Обстановка формирования верхнедевонских отложений острова Бельковский (Новосибирские острова): рифтогенный прогиб или окраина континента? // Геотектоника. 2014. № 5. С. 54–80.
2. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Гатовский Ю.А., Ганелин В.Г., Коссовая О.Л., Исакова Т.Н. Опорный разрез каменноугольно-пермских отложений Новосибирских островов (п-ов Тас-Ары, о. Котельный) и его роль для понимания позднепалеозойской палеогеографии Восточной Арктики // Международная стратиграфическая конференция Головкинского – 2017: Сборник тезисов докл. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2017. С. 37–38.

3. Дибнер А.Ф. Палинологическое обоснование ярусного расчленения отложений карбона и перми островов Советской Арктики // Микрофоссилии полярных областей и их стратиграфическое значение. Сборник научных трудов. Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 63–73.

4. Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Листы Т-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка / Ред. В.И. Устрицкий. М.: Министерство геологии, 1985. 162 с.

5. Kos'ko M., Korago E. Review of geology of the New Siberian Islands between the Laptev and the East Siberian Seas, North East Russia // Stone D.B., Fujita K., Layer P.W., Miller E.L., Prokopiiev A.V., Toro J. (eds.). Geology, geophysics and tectonics of North-eastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov // Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 45–64.

6. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463. P. 86–108.

7. Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia // J. Geol. Soc. 2015. V. 172. P. 1–4.

А.В. Дворова, В.С. Буртман¹

Палеомагнетизм девонских пород Казахстанского и Таримского террейнов и положение этих микроконтинентов на палеотектонических реконструкциях

Казахстанский палеозойский террейн (микроконтинент) был сформирован в ордовике в результате объединения раннепалеозойских сиалических террейнов и островных дуг. В среднем палеозое этот сиалический террейн был окружен океаническим пространством, в котором различают Туркестанский, Денисовский, Обь-Зайсанский и Джунгарский океанические бассейны. Таримский террейн (микроконтинент) существовал с протерозоя. Он включает древний Таримский кратон и его окраину, палеозойские породы которой слагают складчатые зоны в Южном Тянь-Шане, Кызылкуме, Северном Памире и Куньлуне. В девоне Таримский террейн находился между Туркестанским и Куньлунь-Гиндукушским океаническими бассейнами. Границей между Казахстанским и Таримским террейнами в современной структуре Азии служит сутура Туркестанского океанического бассейна (рисунок).

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

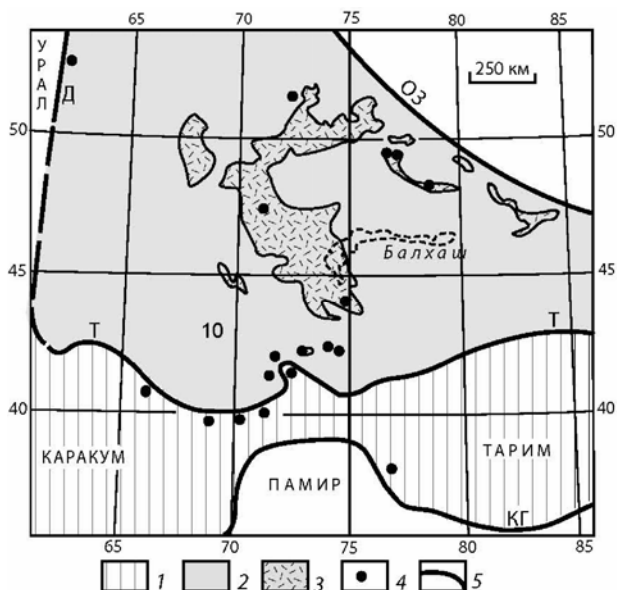


Рис. Участки палеомагнитных исследований девонских пород Казахстанского и Таримского террейнов.

1 – Таримский террейн; 2 – Казахстанский террейн; 3 – девонский вулканический пояс Казахстана; 4 – участки палеомагнитных исследований; 5 – океанические сутуры: Д – Денисовская, КГ – Куньлунь-Гиндукуш, ОЗ – Обь-Зайсанская, Т – Туркестанская

Определения географической палеошироты, на которой находились террейны, основаны на результатах изучения первичной высокотемпературной доскладчатой компоненты намагниченности пород. Эта палеомагнитная компонента возникла в вулканогенных породах во время остывания лавы, а в осадках – в процессе седиментации. В результате палеомагнитных исследований, проведенных разными исследователями, такая компонента намагниченности была выявлена в девонских породах Казахстанского террейна на 13 участках, Таримского террейна – на 6 участках.

В Казахстанском террейне участки, на которых изучен палеомагнетизм пород девона, расположены в разных частях территории террейна. Средняя палеоширота, определенная по данным об изученных участках, показывает палеошироту пункта, который находится в центре изученной территории. Рассредоточенность участков по Казахстанскому террейну позволяет считать, что этот пункт близок к середине террейна.

Его палеоширота по палеомагнитным данным [1] была в раннем-среднем девоне $24.6^{\circ} \pm 5.5^{\circ}$, в позднем девоне: $22.7^{\circ} \pm 4.6^{\circ}$.

В Таримском террейне территория, на которой изучен палеомагнетизм девонских пород, находится в его северной части. Таримский террейн имеет удлинненную форму, вытянутую ныне в широтном направлении. По данным о палеомагнитных склонениях, в девоне длинная ось террейна имела направление близкое к меридиональному. Изученная территория находилась в средней части этого субмеридионально простиравшегося террейна. По палеомагнитным данным [1], палеоширота центра этой территории в раннем-среднем девоне была $6.1^{\circ} \pm 4.2^{\circ}$.

Было предложено значительное количество палеотектонических схем Азии, имеющих разную конструкцию и детальность. В докладе рассмотрено палеоширотное положение Таримского и Казахстанского террейнов на палеотектонических реконструкциях, которые опубликованы после 2000 г. (таблица). Среди палеореконструкций можно выделить три группы. На многих реконструкциях расположение континентальных террейнов и островных дуг Казахстана, Средней и Центральной Азии в раннем и среднем палеозое напоминает современное строение Индонезийского региона (1, 2, 5, 7, 19 в таблице). На других реконструкциях (15, 16 в таблице) эти террейны образуют дугу, которая, подобно Центральной Америке в современную эпоху, соединяла в палеозое два палеоконтинента, – Балтийский и Сибирский. В реконструкциях третьей группы (3, 4, 6, 9, 11, 12, 13, 14, 17, 18 в таблице) Казахстанский и Таримский террейны имеют относительно изолированное положение в палеоокеане.

В таблице показаны палеоширотные положения Казахстанского и Таримского террейнов на опубликованных палеотектонических реконструкциях в сравнении с палеоширотой этих террейнов, определенной палеомагнитным методом. В колонках b° и d° таблицы показано расстояние (в градусах), на которое необходимо переместить террейны на палеотектонической реконструкции для того, чтобы центр этого террейна находился в пределах круга доверия палеошироты центра террейна, определенной палеомагнитным методом.

Положение Казахстанского террейна во многих реконструкциях соответствует палеомагнитным данным или близко к этому. В реконструкциях №4, №11 и №14 необходимы перемещения террейна на значительные расстояния. Согласование реконструкции №10 с палеомагнитными данными потребует изменения ее структуры.

Положение Таримского террейна в реконструкции №11 соответствует палеомагнитным данным. На других реконструкциях, для согласования с результатами палеомагнитных исследований необходимо перемес-

Таблица. Положение Казахстанского и Таримского террейнов на девонских палеотектонических реконструкциях

№	Г	А	В	Казахстан		Тарим	
				а°	б°	с°	д°
1	2001	Filippova I., Bush V., Didenko A.	D ₂	12...28	0	20...35	≥18
2	2002	Куренков С.А. и др.	D ₁₋₂	13...35	0	-5...20	0
3	2002	Kravchinsky V.A. et al.	D ₁₋₂	10...38	0	10...32	≥11
4	2004	Torsvik T.H., Cocks L.R.M.	D ₁	1...15	≥10	9...24	≥7
5	2007	Windley B.F. et al.	D ₂	10...28	0	8...30	≥9
6	2008	Abrajevitch A. et al.	D ₁₋₂	14...35	0	7...23	≥5
7	2011	Коробкин В.В., Буслов М.М.	D ₂	7...26	≥3	10...30	≥10
8	2011		D ₃	14...35	0	18...36	-
9	2011	Metcalfe I.	D ₃	22...42	≥2	4...10	-
10	2012	Wilhem C. et al.	D ₃	35...65	≥23	20...35	-
11	2012	Golonka J., Gaweda A.	D ₁	-6...15	≥9	-12...1	0
12	2012	„	D ₃	16...37	0	1...13	-
13	2012	Bazhenov M. L. et al.	D ₁₋₂	17...43	0	N	-
14	2013	Верниковский В.А. и др.	D ₃	-8...12	≥16	N	-
15	2014	Sengor A. M. C. et al.	D ₁	10...41	0	N	-
16	2014		D ₃	13...25	0	N	-
17	2014	Domeier M., Torsvik T.H.	D ₁	15...25	0	18...31	≥15
18	2014		D ₃	15...31	0	18...31	-
19	2015	Самыгин С.Г. и др.	D ₂₋₃	12...32	0	5...22	≥4

Примечание. Г – год публикации реконструкции, А – авторы реконструкции, В – геологический возраст реконструкции, а°, с° – интервал палеоширот Казахстанского (а°) и Таримского (с°) террейнов на реконструкции, б°, д° – величина, на которую необходимо сместить Казахстанский (б°) и Таримский (д°) террейны для согласования их палеоширотного положения на реконструкции с палеомагнитными данными. N – террейн на реконструкции отсутствует.

тить террейн (см. таблицу). В процессе коррекции, наиболее значительные изменения произойдут в реконструкции №1.

Литература

1. Буртман В.С., Дворова А. В. Казахстанский и Таримский микроконтиненты на девонских палеотектонических реконструкциях // Литосфера. 2018. Т. 18. в печати.

Магматизм, как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса

В обрамлении восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) широко развиты магматические комплексы позднего мезозоя. Полученные в последнее время прецизионные данные вещественного состава и времени формирования этих пород, позволяют предполагать синхронность магматических процессов становления этих комплексов. При этом синхронность выявляется между территорией северного обрамления МООП и территориями Аргунского супертеррейна и Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса южного обрамления (рисунков).

Формирование магматитов в пределах этих территорий соответствует следующим этапам: 140–122 млн лет – становление дифференцированного вулканоплутонического комплекса, где значительная роль принадлежала плутонической составляющей [3, 6, 7, 9]. Им предшествовало становление адакитоподобного вулканоплутонического комплекса с возрастом 147–138 млн лет [2]. По своим геохимическим характеристикам все эти породы соответствуют надсубдукционным образованиям известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа [1, 3]. 119 млн лет назад надсубдукционный магматизм сменяется формированием пород бимодальных вулканоплутонических комплексов трахибазальт-риолитового состава. Становление контрастного магматизма продолжалось до начала позднего мела и сопровождало закрытие Монголо-Охотского бассейна [9]. На протяжении почти 20 млн лет (до 97 млн лет) характер магматизма не менялся и соответствовал внутриплитному. В начале позднего мела (94 млн лет назад) бимодальный магматизм сменяется формированием внутриплитного комплекса трахиандезитов–абсарокитов [4].

Надо отметить, что в южном обрамлении территориальное распространение вышеперечисленных пород на востоке обрезается структурами Бурей-Цзямусинского супертеррейна, в пределах которого магматиты отличаются не только по времени становления, но и по вещественному составу этих комплексов. Они соответствуют: поздняя юра – 135 млн лет – вулканы трахириолитовой формации с характерными признаками пород внутриплитного магматизма; 120–105 млн лет – вулка-

¹ Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия

нические комплексы андезитовой формации; 101–99 млн лет – вулканоплутонический риолит–трахиандезитовый комплекс. Этот факт говорит о том, что Бурей-Цзямусинский супертеррейн не принимал участия в закрытии Монголо-Охотского бассейна [9] и не может рассматриваться, как структура, зависящая от эволюции МООП.

Перечисленные комплексы магматитов в разной степени выведены на поверхность. Если в южном обрамлении пояса они не превышают 15–20 % и представлены, преимущественно, вулканической составляющей, то в северном они составляют более 50% территории. Как известно, все комплексы сопровождаются формированием дайковых тел, которые зачастую из-за своих малых размеров не указываются на мелко-масштабных картах. Но их значительное присутствие в пределах рассматриваемой территории позволяют выделять дайковые пояса.

В северном обрамлении МООП (северо-западная часть хр. Станового) впервые дайковые пояса были описаны в 1965 г. Е.П. Гуровой и Е.П. Гуровым. В 80–90-х годах при проведении геолого-съёмочных работ выделяются самостоятельные дайковые комплексы раннего–позднего мела.

Сложность расчленения этих комплексов, разнообразие пород и их возрастов (от 140 до 94 млн лет) привели к тому, что при составлении Геологической карты м-ба: 1:500 000, все дайковые пояса в северном обрамлении МООП были объединены в Олекмо-Становой дайковый комплекс [6]. Здесь дайки образуют поля с плотностью от 2, 3 тел на один квадратный км до 50–70, а иногда до 90% от единицы площади. Они характеризуются, преимущественно, северо-восточным простиранием, вкрест простиранию интрузий тындинско-бакаранского (или удско-зейского) комплекса гранитоидов (140–120 млн лет), которые они обычно и прорывают. Протяженность даек от первых метров до 10 км и более, преобладает протяженность первые десятки-сотни метров. Мощность от 1 м до первых сотен метров. Положение во вмещающих породах весьма разнообразно: от пологого до вертикального. Наиболее характерные углы падения 50–85°. Дайки локализуются не только среди тектонически ослабленных шовных зон различного типа, но и среди интрузивных массивов и стратифицированных отложений. Они прорывают все докайнозойские образования региона. Как правило, эти тела не выражаются в геофизических полях из-за малых размеров, хотя, при большой концентрации, резко меняют характер геофизических полей района. Состав их весьма разнообразен, но преобладают породы кислого, среднего составов, широко представлено семейство лампрофиров: нормального – керсантиты, субщелочного – спессартиты и щелочного – камптониты рядов, а также другие разновидности.

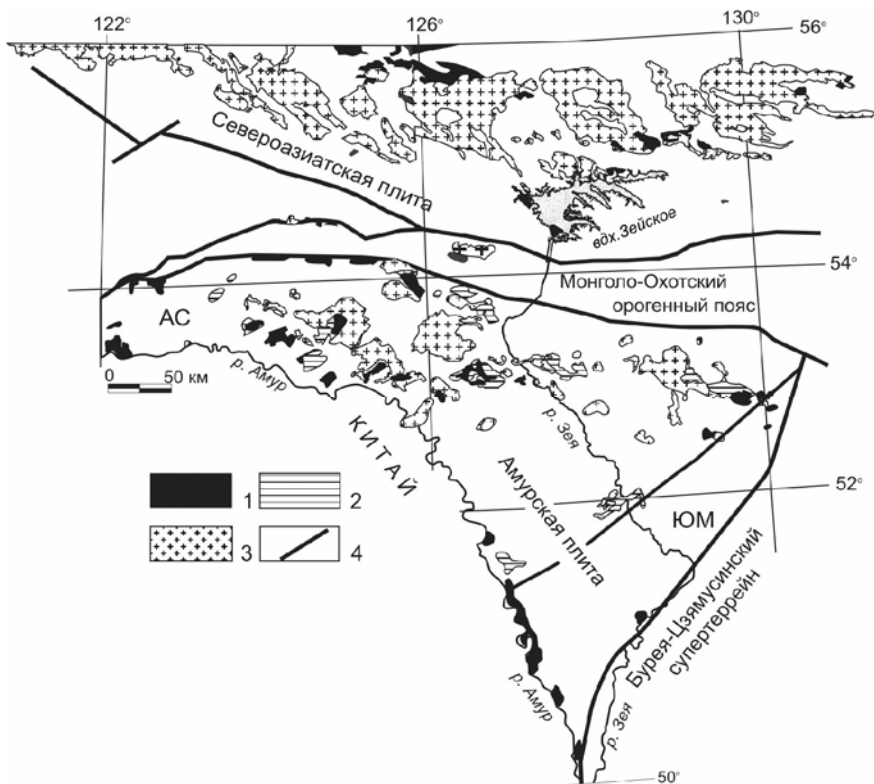


Рис. 1. Схема размещения магматических образований в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса.

1 – совмещённые поля вулкано-плутонических комплексов бимодальной серии (119–97 млн лет) и позднемеловых трахиандезитов–абсарокитов (94–88 млн лет); 2 – известково-щелочных вулканитов (128–122 млн лет); 3 – известково-щелочных гранитоидов (140–126 млн лет); 4 – тектонические контакты. Буквенные обозначения: АС – Аргунский супертеррейн; ЮМ – Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс

В пределах Аргунского супертеррейна и Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса – южное обрамление МООП – тела даек, как правило, концентрируются в области развития плутонических образований.

Накопленный к настоящему времени материал о вещественном составе вулкано-плутонических комплексов и пород, слагающих дайковые тела, позволяет подтвердить высказываемое ранее предположение об их генетической связи с ранне-позднемеловыми плутогенными и вулканогенными комплексами, которые, как и дайковые поля, пред-

ставлены большим разнообразием пород. Но надо подчеркнуть, что вещественное разнообразие пород даек ограничено разнообразием пород выделяемых вулcano-плутонических комплексов. Как видим (рисунок), в северном обрамлении МООП плутоническая составляющая значимо преобладает. Здесь же выделяются наиболее насыщенные (до 90% на единицу площади) дайковые поля. Это объясняется процессом эродированности территории. Что, скорее всего, произошло уже после закрытия Монголо-Охотского бассейна. В работе [8] показано, что в начальном этапе процесса коллизии, а именно, закрытия Монголо-Охотского бассейна Североазиатская плита претерпевала вертикальные перемещения. Это и способствовало более интенсивным эрозионным процессам этой части территории. Именно здесь выведены на поверхность плутонические образования и дайки, которые при формировании вулканогенных образований играли роль подводящих каналов.

Резкое различие в процентном соотношении развития плутоногенных и вулканогенных образований в северном и южном обрамлении (рисунок) не вызывало сомнения в самостоятельности их формирования. Но анализ вещественного состава пород, геохронологических событий, а главное – геодинамических (геотектонических) этапов, последовательности этих этапов позволяют сделать следующее предположение: синхронность в геодинамических (геотектонических) событиях в обрамлении МООП, связанная с закрытием Монголо-Охотского бассейна отражается в синхронном магматизме этого региона. При этом отмечается следующая закономерность, как в геодинамических процессах, так и в сопровождающих их магматических. Конец юры – ранний мел (140–122 млн лет) – встречная субдукция континентальных окраин под океанические образования Монголо-Охотского бассейна; коллизионный этап, связанный с закрытием Монголо-Охотского бассейна (119–97 млн лет), постколлизионный этап (деформационный) – 94–88(?) млн лет, который явился началом деструкции Амурской плиты и продолжается поныне. Последний факт подтверждается формированием внутриплитных базальтоидов кайнозойского возраста [5].

Литература

1. *Дербеко И.М.* Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH&Co.KG, 2012. 97 с.
2. *Дербеко И.М.* Мезозойский адакитовый вулcano-плутонический комплекс Верхнего Приамурья (Россия) // Петрография магматических и мета-

морфических горных пород. Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания с участием зарубежных ученых. 15–20 сентября 2015 года. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 153–155.

3. *Дербеко И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов. Д.Л.* Умлека-но-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. №3. С. 70–77.

4. *Дербеко И.М., Маркевич В.С.* Позднемеловой субшелочной вулканизм южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Естественные и технические науки. 2013. № 2 (64). С. 135–143.

5. *Дербеко И.М., Рассказов С.В.* Кайнозойский вулканизм на флангах восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Материалы Всероссийского научного симпозиума с международным участием, посвященного памяти академика РАН Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня рождения Иркутск, 7–11 июня 2010 г. Иркутск: ИЗК СО РАН. Т. 1. С. 125–128.

6. *Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербеко И.М.* Геологическая карта Амурской области. Масштаб 1:500.000. Записка. Благовещенск: ФГУП «Амургеология», 2001. 236 с.

7. *Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.* Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12. №6. С. 36–52.

8. *Шевчук Б.Ф., Каплун В.Б.* Модель глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферной плит // Литосфера. 2007. №4. С. 3–20.

9. *Derbeko I.M.* Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin // Updates in volcanology – a comprehensive approach to volcanological problems // Tech. Rijeka, Croatia. 2012. P. 99–124.

**Д.О. Десятов, П.Ю. Пушкарёв, А.Н. Стафеев, А.Г. Яковлев,
А.С. Кулибаба¹**

Модель глубинного строения Юго-Западного Крыма по геоэлектрическим данным

Зимой 2016 г. геофизическая компания ООО «Северо-Запад» совместно с кафедрой Геофизических методов исследования земной коры

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

МГУ имени М.В.Ломоносова проводили экспериментальные работы методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в Юго-Западном Крыму. Зондирования выполнены по рекогносцировочному профилю 1KR (г. Ялта – пос. Новоселовка) в объеме 30 физических точек. Профиль начинался от поселка Гаспра на юге и тянулся на север через плато Ай-Петри. Далее он следовал в направлении поселков Соколиное, Верхоречье, Научный, Прохладное (где находится учебная база МГУ), Скалистое, Почтовое. Профиль прошел в 11 км северо-западнее г. Симферополь и закончился у пос. Новоселовка.

Несмотря на относительно хорошую доступность, Горный Крым, по сравнению с другими горно-складчатыми сооружениями, такими как Кавказ или Тянь-Шань, изучен недостаточно. Крымский полуостров – сложный с точки зрения геологического строения регион [1]. Наличие двумерных и трехмерных локальных неоднородностей (разломы, погребенные вулканы и др.) усложняет интерпретацию любых геофизических данных, в том числе магнитотеллурических (МТ). На сегодняшний день Крымский полуостров является геодинамически активной зоной, что предопределяет необходимость исследования его глубинного строения, выявления разломов, оценки флюидного и реологического режимов недр.

Метод электромагнитных зондирований успешно решает структурные задачи, в том числе на сложных двумерных объектах. Его использование позволяет получать информацию о физических свойствах глубинных пород, дает хорошие результаты при поиске полезных ископаемых, решении инженерно-геологических и других задач. Используемые в ходе работ аппаратура (MTU5, «Phoenix Geophysics»), методы и программы для обработки и анализа МТ данных (EPIKIT, «Северо-Запад»), а также для решения прямых и обратных задач, отвечают современному мировому уровню.

Данные МТЗ в количестве 30 точек, расположенных на профиле Ялта – Новоселовка, были обработаны в программе EPIKIT. По ним были получены сплайн-аппроксимации. Нормализация проводилась по высоким периодам. Был проведен анализ параметров неоднородности среды и асимметрии, по результатам которого было принято решение, проводить интерпретацию в рамках двумерных моделей. Решение обратной задачи осуществлялось посредством программы Мэки.

В результате интерпретации данных МТЗ предложена геолого-геофизическая модель глубинного строения Юго-Западного Крыма (рисунк). На профиле МТЗ Новоселовка–Ялта отчетливо выделяются южная окраина Скифской плиты и Горно-Крымская структурная зона. Между ними располагается Лозовская зона смятия, отделенная от Горно-

Крымской зоны Лозовским (Бодракским) разломом северо-восточного простираения [2].

Бодракский разлом (сброс) ранее был прослежен по геоэлектрическим данным до глубин 4–5 км, по разлому кровля высокоомных палеозойских пород Лозовской зоны опущена на 1 км по отношению к Горно-Крымской зоне [4]. По новым данным МТЗ разлом прослеживается на глубину свыше 30 км, он круто падает на северо-запад под углом 80–85°. На глубинах 4–15 км в Лозовской зоне вблизи Бодракского разлома обнаруживается аномалия электропроводности, предположительно связанная с зоной трещиноватости, насыщенной флюидом.

В Лозовской зоне развита мелководная преимущественно глинистая с линзами песчаников и известняков эскиординская серия ($T_3-J_1 es$) суммарной мощностью до 3 км. Она представляет собой бортовую фацию таврической серии. Венчает разрез Лозовской зоны вулканогенно-осадочная толща верхнего байоса. В Горно-Крымской зоне породы представлены таврической серией ($T_3-J_1 tv$), сложенной турбидитами преимущественно глинистого состава максимальной мощностью свыше 4 км.

Горно-Крымская структурная зона делится выступом палеозоя в междуречье Марты и Качи на две неравные части. На северо-западе локализуется Прохладненский верхнетаврический ($J_1 tv_3$) палеобассейн на палеозойском основании. В салгирскую фазу деформаций в конце триаса – начале юры на месте этого бассейна поднималась кордильера, служившая источником сноса каменноугольных и пермских глыб [2]. На юго-востоке от Мартовско-Качинского палеозойского выступа располагается Южно-Крымский бассейн с полным разрезом таврической серии, вероятно, с нижне-среднетриасовым грабеном-рифтом в осевой части. Мощность отложений в грабене-рифте составляет около 5 км. Нижнетаврическая свита более погружена, а также испытала в конце триаса деформации салгирской фазы, поэтому она более преобразована катагенетически и характеризуется более высокими кажущимися сопротивлениями. Над грабеном-рифтом фиксируется диапировая складка, в ядре которой нижнетаврическая свита ($T_3 tv_1$) несогласно перекрывается верхнетаврической свитой ($J_1 tv_3$).

В междуречье Качи и Бельбека в толще верхнетаврической свиты обнаружено несколько зон повышенной проводимости, которые могут отвечать дистальным фациям конусов выноса (см. рисунок) плинсбах-нижнетоарской Саблынской дельты [3]. Более крупная зона повышенной проводимости располагается под Главной грядой на глубине 2–3 км (см. рисунок). Возможно, это линзовидное тело формировалось за счет сноса со стороны южного борта Южно-Крымского бассейна, и пред-

ставляет собой локальный нижнеплинсбахский угленосный бассейн. Дельтовые песчано-глинистые угленосные отложения раннеплинсбахского возраста (хумаринская свита, до 1000 м) известны на Западном Кавказе. Иными словами, особенностью верхнетаврической свиты является наличие в ней проводящих шнурковых и линзовидных тел. Возможно, это связано с наличием соленых вод в поровом пространстве песчаников, а также с зачаточной угленосностью, что может служить основанием для выделения и прослеживания свиты по геоэлектрическим данным. Верхнетаврическая свита более преобразована над диапировой складкой за счет периодического раскрытия трещин над этой складкой.

В прогибах между поднятиями салгирской фазы предлагается выделять среднетаврическую свиту ($T_3r-J_1s\ tv_2$), одновозрастную салгирской свите Лозовской зоны ($T_3r-J_1s\ sl$). Обе свиты формировались главным образом за счет внутрибассейновых источников сноса. В присклоновых фациях они представлены подводно-оползневыми отложениями, иногда с глыбами палеозойских известняков.

Литература

1. Муратов М.В. Краткий геологический очерк Крымского полуострова. М., 1960. 207 с.
2. Славин В.И. Основные черты геологического строения зоны сопряжения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. геол. 1982. № 5. С. 68–79.
3. Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Плечов П.Ю., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б., Мороко А.А. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. геол. 2014. № 5. С. 40–48.
4. Хмелевской В.К., Кузьмина Э.Н. Глубинное строение Горного Крыма по данным электроразведки // Очерки геологии Крыма. Вып. 1. М.: изд. Геол. Ф-та МГУ, 1997. С. 177–186.

**Глубинное строение Сихотэ-Алиня и прилегающих
территорий по данным магнитотеллурического
зондирования и спектрального анализа аномального
магнитного поля**

Значительную часть восточной окраины Евразийского континента образуют покровно-складчатые системы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса, который разделен рифтовой структурой Татарского пролива миоценового возраста на Сихотэ-Алиньскую и Хоккайдо-Сахалинскую ветви, ранее составляющие единое целое [1]. Структуры последней ветви занимают площадь островов Хоккайдо (Япония), Сахалин (Россия) и ограничены с востока современной островодужной системой, маркирующей границу Тихоокеанской и Охотоморской плит. Структуры Сихотэ-Алиньской ветви пояса занимают значительную часть территории России от берегов Японского моря на юге до побережья Охотского моря на севере. На западе она ограничена раннепалеозойским Бурей-Ханкайским орогенным поясом, на севере – по торцовому сочленению граничит с Монголо-Охотским покровно-складчатым поясом, на юге – ограничена впадиной Японского моря, на востоке – перекрыта позднемеловым Восточно-Сихотэ-Алиньским вулканическим поясом.

Магнитное поле региона дифференцировано как по интенсивности магнитных аномалий, так и по его структурным особенностям. Амплитуда аномалий в большинстве случаев укладывается в интервал до тысячи нТл, в отдельных случаях достигая десяти тысяч нТл (массивы гипербазитов). Структура магнитного поля в целом определяется степенью насыщенности в верхней части земной коры магматическими телами мезо-кайнозойского возраста. Обширные участки пониженного и слабодифференцированного поля отвечают «осадочным» террейнам Сихотэ-Алиньского и Монголо-Охотского поясов, кайнозойским осадочным бассейнам. Более дифференцировано магнитное поле над древними кристаллическими блоками, где наблюдаются крупные положительные аномалии, связанные с интрузиями и вулканогенными постройками.

Цифровой массив данных аномального магнитного поля региона

¹ Институт тектоники и геофизики им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Тихоокеанский государственный университет, Хабаровск, Россия

разбивался на отдельные листы размером 100×100 км, которые представлялись в виде сетки (грида) с размером ячейки 1 км. Опытным путем было установлено, что меньший размер «окна» не целесообразен, так как есть опасность «потерять» длинноволновую составляющую. Последующие действия для каждого листа выполнялись отдельно и включали в себя следующие операции: 1) выполнялась редукция аномального магнитного поля к полюсу; 2) проводился расчет среднего кругового энергетического спектра для каждого листа на основе реализации быстрого преобразования Фурье [9]; 3) расчет глубин центра и кровли магнитного тела проводился согласно [10, 11]. Рассчитанные глубины кровли и подошвы магнитоактивного слоя проецировались на географический центр каждого листа (всего 108), затем строились карты глубины его кровли и подошвы на весь рассматриваемый регион.

Глубины кровли магнитоактивного слоя варьируются в диапазоне 1–5 км; максимальные глубины (4–5 км) отмечаются для района Средне-Амурской впадины, минимальные (1–2 км) – Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса на востоке, Буреинского и Селемджинского массивов на западе. Два последних участка являются также наиболее сейсмоактивными участками земной коры в регионе. Поверхность подошвы магнитоактивного слоя имеет сложный (ячеистый) характер; максимальные глубины магнитоактивного слоя отмечаются для района Буреинско-Цзямусы-Ханкайского массива (25–27 км), минимальные (16–20 км) – Центрально-Сихотэ-Алиньской зоны, Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса и Удской впадины на северо-западе региона. Размах глубин от 13.1 до 29.9 км (среднее арифм. = 21.7 ± 3.4 , среднее геом. = 21.4 ± 1.4). С использованием карты подошвы магнитоактивного слоя (изотерма 578°C – температура точки Кюри магнетита) для Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий был рассчитан геотермический градиент [3].

В пределах рассматриваемой территории нами было проведено магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) в широком частотном диапазоне (10^{-3} – 10^4 Гц) по двум профилям, пересекающим Сихотэ-Алинь вкрест простирания в его северной и южной частях. На северном профиле длиной 315 км выполнено 54, на южном – 50 зондирований при длине профиля около 250 км. Расстояние между пунктами наблюдения составило около 5 км. Регистрация электромагнитного поля проводилась электроразведочной станцией MTU-5A, производства фирмы Phoenix Geophysics (Канада).

В результате построены геоэлектрические разрезы литосферы до глубины 150 км. На разрезах выделены объемы земной коры с высоким электрическим сопротивлением свыше 1000 Ом×м и переменной мощ-

ностью от 20 до 50 км. Кора разделена на блоки, границами которых являются глубинные разломы, характеризующиеся зонами пониженного электрического сопротивления. Каждый блок имеет свои характеристические признаки – величины электрического сопротивления, мощность, сложность строения.

Верхняя мантия Сихотэ-Алиня имеет неоднородное строение, наблюдается тенденция уменьшения электрического сопротивления от побережья Татарского пролива вглубь континента под Среднеамурский осадочный бассейн на северном профиле и под центральной частью Сихотэ-Алиньского орогена на южном профиле (10–300 Ом·м на глубинах от подошвы земной коры до 80 км). Выделен также слой повышенного электрического сопротивления (300–400 Ом·м), круто погружающийся до глубины 120 км от подошвы земной коры прибрежного блока и протягивающийся под континент, интерпретируемый нами как остаток древней субдуцировавшей плиты.

Согласно модели [7, 4] в позднем мелу под Восточным Сихотэ-Алинем существовала зона субдукции, затем на границе палеогена–неогена вследствие сдвиговых движений произошел разрыв субдуцирующей плиты. Этот период характеризуется максимальной активностью извержения базальтов (37–35 млн лет), растяжением литосферы, образованием разрывов в субдуцирующей плите и внедрением в мантию горячей океанической астеносферы [2]. С позднего миоцена на магматическую активность в Восточном Сихотэ-Алине начинает сказываться влияние новой сформированной зоны субдукции Тихоокеанской плиты под континент; породы палеосубдуцированной плиты не были полностью переплавлены, и в настоящее время фиксируются западнее современной зоны субдукции [4].

В работе [12] на двух взаимно перпендикулярных профилях южнее и западнее Сихотэ-Алиня на территории Китая отчетливо показано наличие области повышенной скорости продольных волн, расположенной над современной субдуцирующей плитой в диапазоне глубин 100–300 км и протягивающейся с востока на запад, что согласуется с результатами МТЗ по южной части Приморья [5]. Вероятно, в процессе погружения плита древней зоны субдукции столкнулась с мощной жёсткой континентальной литосферой [6], произошел её изгиб в сторону океана, увеличение угла погружения и разлом. В дальнейшем под воздействием конвективных потоков подлитосферной мантии происходило разрушение и плавление с образованием «окон» в той части плиты, которая расположена между жёсткой докембрийско-палеозойской континентальной литосферой и крутопогружающейся частью субдуцирующей плиты. Через образовавшиеся «окна» поток океанической мантии стал попа-

дать в подконтинентальную верхнюю мантию, смешиваясь с ней. Это, в свою очередь, привело к появлению конвективных потоков в подкоровой мантии, переплавлению пород нижней коры и внедрению мантийного вещества в верхние слои земной коры по каналам, образовавшимся в результате взаимодействия жестких блоков древней литосферы, субдуцирующей плиты, конвективных потоков верхней мантии и сдвиговых перемещений [6]. Это согласуется с петрологическими данными о кайнозойском вулканизме Восточного Сихотэ-Алиня [2, 4]. Палеосуб-дукционная зона находит свое отражение также и при геодинамических построениях для окраинноморских бассейнов Дальнего Востока [8].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при финансовой поддержке гранта РФФИ №16-17-00015.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. Кн. 2. 409 с.
2. Горкуша С.В., Морин А.О. Сейсмичность, блоковая делимость и тектонический стресс юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1998. № 2. С. 42–50.
3. Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Шевченко Б. Ф., Гильманова Г. З. Тепловая структура Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий по данным спектрального анализа аномального магнитного поля // ДАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 352–356.
4. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.
5. Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Старжинский С.С. Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 4. С. 18–25.
6. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойское и золотое оруденение // Геодинамика и минералогия. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
7. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. 457 С.45–49.
8. Чехов А.Д. Механизм формирования Дальневосточных окраино-

морских бассейнов (на примере Охотоморской литосферной плиты) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 49–54.

9. Lowrie W. Fundamentals of Geophysics. 2nd Edition. Cambridge: University Press, 2007. 374 p.

10. Spector A., Grant F.S. A Statistical models for interpreting aeromagnetic data // Geophysics. 1970. V. 35. No. 2. P. 293–302.

11. Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 461–470.

12. Zhao D., Tian Y., Lei J., Liu L., Zheng S. Seismic image and origin of the Chagbai intraplate volcano in East Asia: role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab // Phys. Earth Planet. Inter., 2009. V. 173. P. 237–263.

А.В. Дронов¹

Использование следов жизнедеятельности древних организмов при палеогеографических и палеотектонических построениях

Начиная с 70-х годов XX века следы жизнедеятельности ископаемых организмов (ихнофоссилии) широко используются при стратиграфических, палеогеографических и палеотектонических построениях [15, 17, 8]. В относительно мелководных, преимущественно силицикластических обстановках седиментации, они гораздо лучше сохраняются, более многочисленны и легче распознаваемы, чем скелетные остатки организмов. Находки типично «Европейских» ихновинов в кембрии и ордовике восточного Ньюфаундленда послужили аргументом в пользу Гондванского (Авалонского) происхождения этого террейна [14], а пространственное распределение силурийских ихнофоссилий в Африке и Аргентине явилось основой для предположения о существовании в это время транс-гондванского морского пролива [16].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Предпринятые в последние годы исследования следов жизнедеятельности из ордовикских отложений Сибирской платформы выявили их эндемичность и большее сходство с ихнокомплексами Лаврентии, нежели Гондваны [4, 3, 10]. Это подтверждает изолированность Сибирского континента в раннем палеозое и нахождение его скорее вблизи Лаврентии, чем Гондваны. В то же время, несколько лет назад в рабочих коллекциях Р.Ф. Геккера, хранящихся в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка РАН был обнаружен образец следа жизнедеятельности, который, может быть определен на ихновидовом уровне как *Rusophycus carleyi* (James, 1885). Этот образец был взят летом 1962 г. из отложений среднего ордовика, обнажающихся по правому берегу реки Нижней Тунгуски в 200 м выше устья реки Усолки в ходе работ Северной геологической экспедиции Иркутского государственного университета.

В настоящее время известно, что *Rusophycus carleyi* является типично гондванским ихновидом и имеет довольно широкое географическое распространение. Он встречается в Северной Африке в Ливии [15, 7] и Марокко [11]; на Иберийском полуострове; на Сицилии (J. C. Gutierrez-Marco, устное сообщение); в Австралии [9] и в Южной Польше [12]. Считается, что следы *Rusophycus carleyi* оставлены азафидными трилобитами. В Марокко они известны из формации Фезуата, где их следообразователями полагают *Asaphellus aff. fezouataensis* [11]. Однако, впервые *Rusophycus carleyi* был описан из среднего ордовика Лаврентии [13, 7]. Считается, что его появление на Североамериканской платформе связано с Таконской орогенцией и приращением к Лаврентии гондванских террейнов (Авалония) [14].

Находка *Rusophycus carleyi* в среднем ордовике Сибирской платформы, на восточной окраине Иркутского бассейна в непосредственной близости (80 км) от границы с Байкало-Витимской горной областью полностью укладывается в этот сценарий. Появление этого нетипичного для Сибири ихновида, вероятно, является отражением проявления каледонской складчатости на краю Сибирской платформы и приращенения к ней в среднем ордовике экзотических гондванских террейнов. Об этом же может свидетельствовать находка типично гондванских ихновидов *Cruziana cf. semiplicata* и *Cruziana cf. rugosa* в ордовике Каларского грабена на границе Сибирской платформы и Байкало-Витимской складчатой области [18]. О том, что «тектонотип байкалид» представлен, на самом деле, каледонидами писалось неоднократно [1, 2, 5, 6]. Данные по пространственному и временному распределению ордовикских ихнофоссилий полностью подтверждают это мнение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-05-00799-а и является вкладом в международный проект IGCP 653.

Литература

1. Беличенко В. Г., Хренов П.М. О байкальских каледонидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. №11. С. 72–85.
2. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 132 с.
3. Дронов А.В., Кушлина В.Б. Первая находка следов *Cruziana* и *Rusophycus* в ордовике Прианабарья и ее палеогеографическое значение / Отв. ред. Богданова Т.Н. Диверсификация и этапность эволюции органического мира в свете палеонтологической летописи. Материалы LX сессии Палеонтологического общества при РАН. 7–11 апреля 2014 г. Санкт-Петербург. СПб., 2014. С. 60–61.
4. Кушлина В.Б., Дронов А.В. Следы гигантских трилобитов в среднем ордовике Сибирской платформы / Ред. Алексеев А.С. ПАЛЕОСТРАТ – 2011. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 24–26 января 2011 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, 2011. С. 37–38.
5. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибиер А.С., Изох А.Э. Тектоника, магматизм и метаморфизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
6. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
7. Brandt D.S., Meyer D.L., Lask P.B. *Isotelus* (trilobite) “hunting burrow” from Upper Ordovician strata, Ohio // J. Paleontology. 1995. № 69. P. 1079–1083.
8. Buatois L., Mángano M.G. Ichnology. Organism-substrate interaction in space and time. Туз Ушкл: Cambridge University Press, 2011. 358 p.
9. Draper J.J. *Rusophycus* (Early Ordovician ichnofossil) from the Mintaka formation, Georgian Basin // J. Australian Geology and Geophysics. 1980. № 5. P. 57–61.
10. Dronov A.V., Kushlina V.B., Kanygin A.V. *Cruziana* and *Rusophycus* from the Ordovician of the Siberian platform // ICNIA-2016: Abstract book. UNESCO Geopark Naturtejo/International Ichnological Association, Castelo Branco. 2016. P. 96–97.
11. Gibb S., Chatterton B.D.E., Gingras M.K. *Rusophycus carleyi* (James, 1885), Trace Fossil from the Lower Ordovician of Southern Morocco, and the Trilobites that Made Them // Ichnos. 2010. № 17. P. 271–283.
12. Gibb S., Pemberton S.G. *Rusophycus* by Any Other Name is Still *Rusophycus carleyi* // Ichnos. 2017. V. 24. N 1. P.19–26.
13. Osgood, R.G.J. Trace fossils of the Cincinnati area // Paleontographica Americana. 1970. № 6. P. 281–439.
14. Seilacher A., Crimes T.P. «European» species of trilobite burrows in eastern Newfoundland / Ed. by Kay M. North Atlantic geology and continental drift // AAPG. Memoir 12, 1969. P. 145–148.
15. Seilacher A. *Cruziana* stratigraphy of “non-fossiliferous” Palaeozoic sandstones // Crimes, T.P. and Harper, J.C. (eds.). Trace Fossils. Liverpool: Seel House Press. 1970. P. 447–476.

16. Seilacher A. Silurian trace fossils from Africa and Argentina mapping a trans-Gondwanan seaway? // Neues Jahrb. Geol. P. M 3. 2005. P. 129–141.
17. Seilacher A. Trace Fossil Analysis. Berlin, Springer-Verlag, 2007. 226. p.
18. Vilnova, E.S. On the finding of trilobite trace fossils of Cruziana ichnofacies in the Lower Ordovician deposits of Transbaikalia // ICNIA-2016: Abstract book. UNESCO Geopark Naturtejo/International Ichnological Association Cas-telo Branco, 2016. P. 96–97.

А.С. Егоров¹

Тектоническое районирование российской Арктики и смежных регионов с учетом особенностей глубинного строения земной коры и возраста складчатости

Геотектонические заключения о строении и истории формирования Арктики, радикально различаются в различных авторских версиях, что в значительной мере обусловлено различиями используемых фактических данных, научно-методических приемов и теоретических представлений о тектонике и геодинамике региона. В работе задействованы авторские материалы и опубликованные геолого-геофизические и геотектонические построения, разработанные в рамках научных исследований ВСЕГЕИ [4], ВНИИОкеангеология [1], организаций ведущих специалистов РАН [2] и зарубежных научных центров.

Определяющую роль в тектоническом районировании по типу земной коры играют данные сейсморазведки ГСЗ и МОВ-ОГТ, гравиметрических, магнитометрических, геоэлектрических съемок, специализированная обработка которых позволяет выделить на площади исследований и в сечениях опорных геофизических профилей (геотраверсов) **блоки с древней континентальной корой** (области стационарности геофизических параметров) и межблоковые **зоны** (градиентные зоны или ареалы изменения инфраструктуры геофизического поля. В рамках **«зонально-блоковой геотектонической модели земной коры»** [3] блокам отвечают палеоплиты древней континентальной корой; межблоковым зонам – сuture, сдвиги, рифты. Наряду с корой континентального типа (включая шельф), на составленной схеме выделяются континентальный склон и кора океанического типа. При составлении схемы тектонического районирования консолидированного фундамента Арктиче-

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

ского сектора России и смежных регионов, помимо типа глубинного разреза земной коры, в качестве одного из главных признаков рассматривался возраст завершающей складчатости – карельской, гренвильской, байкальской, каледонской, герцинской и альпийской (рисунок).

Наиболее распространенная геодинамическая обстановка континентальной коры (отчасти, и континентального шельфа) – коллизионный ороген, в общем случае включающий: деформированную окраину погружающейся плиты, сутурную зону и деформированную окраину перекрывающей плиты. При моделировании структур современного континентального шельфа, как и древних осадочных бассейнов принципиальное значение приобретают рифтогенные структуры разных стадий эволюции (внутриконтинентальные, межконтинентальные, океанические).

На площади исследования выделены глобальные геоструктуры: **Евразийская литосферная плита**, включающая в пределах площади исследований, помимо Северной Европы и Северной Азии, прилегающие морские пространства Северного Ледовитого океана; **Северо-Американская литосферная плита**, к которой относятся структуры Новосибирского архипелагов, Новосибирского, Чукотского и Бофорта морей, а также континентальные структуры Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой системы. Граница литосферных плит проводится по срединно-океаническому хребту Гаккеля переходящему в юго-восточном направлении в сдвиговую структуру **Арктико-Азиатского сейсмического пояса** (хребет Черского – Охотское море).

Континентальный шельф площади исследований отделяется от Атлантического и Евразийского океанических бассейнов зоной континентального склона, выделенного на схеме прозрачной накладкой, наложенной на разновозрастные структуры консолидированного фундамента.

Фундамент литосферных плит формируется древними платформами и разновозрастными фанерозойскими складчатыми областями, которые, в свою очередь, классифицированы по типу коры. Выделяются блоки с корой континентального типа и межблоковые зоны, сформированные в обстановках коллизионного или трансформного взаимодействия палеоконтинентов и островных дуг или их раскола и дальнейшего растяжения.

Главные геоструктуры Евразийской плиты: Восточно-Европейский и Сибирский кратоны; плиты с древней докембрийской корой – Свальбард, Карская плита, Гиперборея (в т.ч. с гренвильским возрастом консолидации); байкальские Печора-Баренцевоморская, Енисейская и Таймырская складчатые области; каледониды Скандинавии, Шпицбергена и Алтае-Саянской складчатой области; герциниды Уральской и Центрально-Западно-Сибирской складчатых областей; ранние киммериды Пайхой-Новоземельской складчатой области, а также киммериды Ново-

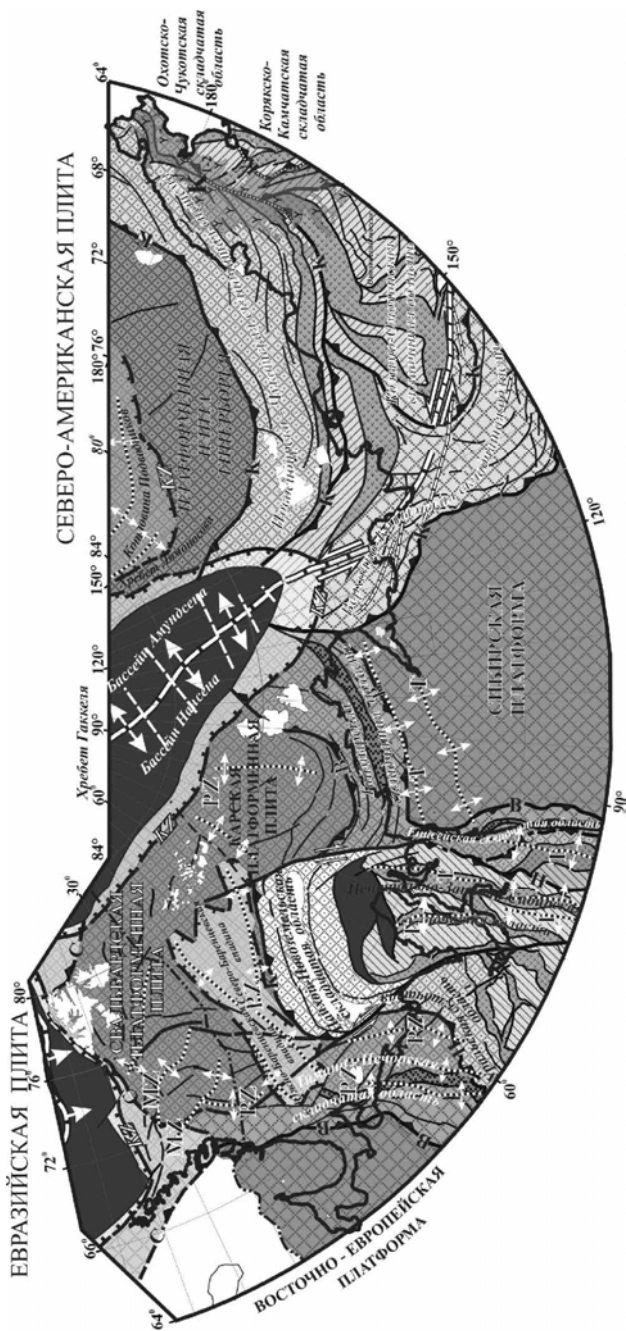


Схема тектонического районирования консолидированного фундамента Арктического сектора России и смежных регионов.

1 – оси зон спрединга океанических бассейнов и трансформные разломы; 2 – рифтогенные границы континентального шельфа и континентального склона; 3 – ареалы распространения комплексов Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса; 4 – сдвиги Арктико-Азиатского сейсмического пояса; 5 – границы складчато-надвиговых поясов коллизионных орогенов (буквенный индекс – возраст складчатости); 6 – региональные сдвиги, 7 – оси рифтогенного растяжения земной коры (буквенный индекс – возраст рифтогенеза); 8 – разрывные нарушения

сибирско-Чукотской, Верхояно-Колымской и Колымско-Омолонской складчатых областей.

Главными геоструктурами Северо-Американской литосферной плиты на рассматриваемой площади исследований являются позднекиммерийская Верхояно-Чукотская складчато-покровная система и платформенная плита Гиперборея. Южная часть древней коры последней преобразована киммерийской складчатостью; проявление кайнозойских рифтогенных процессов привело здесь к формированию сложной системы хребтов и глубоководных котловин (хребты Ломоносова, Менделеева, котловины Подводников, Макарова и Альфа). Особый тип структур – орогенный пояс активной континентальной окраины представлен образованиями Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса (K_{1-2}), который простирается в северо-восточном направлении параллельно зоне субдукции Тихоокеанской литосферы под окружающие материки.

Выводы:

Региональное тектоническое районирование с учетом особенностей глубинного строения земной коры и в соответствии с возрастом завершающей складчатости позволяет в полной мере использовать результаты геолого-геофизического моделирования и открывает путь к широкому применению механизмов и моделей тектоники литосферных плит. Этот подход позволяет:

- осуществить дешифрирование структуры блоков и последовательность заложения;
- определить характер взаимодействия плит и использовать теоретические модели геодинамических обстановок для их моделирования;
- наметить наиболее близкие природные аналоги и использовать их свойства при изучении объектов исследований.

Литература

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / Ред. В.Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
3. Egorov A.S., Gulin V.D. Geological and geophysical deep structure researches of Northern Eurasia in the zone-block model of the Earth's crust. EAGE Publications, 2014 Event name: Saint-Petersburg 2014. Session: Depth Structure of the Earth Crust. Publication data: 07 April 2014. Info: Extended abstract.
4. International project. Atlas of geological maps of Circumpolar Arctic / Eds. O.V. Petrov (VSEGEI), M.Smelror (NGU), A.F. Morozov (Rosnedra). SPb.: VSEGEI Publishing House, 2016. P. 64.

Особенности глубинного строения Припечорской системы разломов

В пределах Тимано-Печорской плиты по комплексу геолого-геофизических данных выделяют два крупнейших геоблока – Тиманский и Печороморско-Большеземельский, различающиеся по вещественному составу и, соответственно, различным проявлением в региональных геофизических полях. Границей между двумя блоками служит Припечорская система разломов, которая относится к наиболее нарушенному участку земной коры с максимальной тектонической активностью на протяжении длительной геологической истории развития. Припечорская система состоит из Чаркаю-Пылецкого и Илыч-Чикшинского разломов ступенчато-сбросовой принадлежности, которые разделяют регион по диагонали с северо-запада на юго-восток.

Исходя из исследований, проведенных в институте геологии Коми НЦ УрО РАН, установлено, что многие структуры Тимано-Печорской плиты относятся к опасным в сейсмическом отношении регионам. По историческим данным о землетрясениях и по результатам комплексного геофизического исследования была построена схема сейсмического районирования, где выделяются Кировско-Кажимская, Мезенско-Вашкинская и Припечорская зоны сейсмической активности [3]. В пределах последней ранее были зарегистрированы два землетрясения, возможные очаги землетрясений (ВОЗ) которых приурочены к глубинным разломам Печоро-Колвинского авлакогена. Западная граница Печоро-Колвинского мегаблока проходит по Чаркаю-Пылецкому разлому, в связи с этим возникает интерес к детальному изучению этой сложной переходной зоны в продольном и поперечном направлениях, ее морфологии и проявлении в геофизических полях.

Припечорская система прослежена на 1300 км от северной периклинали Кваркушского антиклинория на северном Урале до северо-западной границы Тимано-Печорской плиты. Глубина проникновения этих нарушений, по данным комплексной геологической интерпретации, ГСЗ, МОВ, ОГТ оценивается в 30–35 км, то есть до нижней коры (гранулит-метабазитового мегаслоя) включительно [1].

В ходе детального изучения были проанализированы временные разрезы, пересекающие разломы на участке исследования, в следствие чего детализировано их местоположение, уточнена морфология и кинематика на различных участках.

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Чаркаю-Пылевецкий разлом протягивается в северо-западном направлении на 350 км и отделяет Печоро-Колвинский авлакоген от Ижма-Печорской впадины. В центральной части имеет извилистый характер простираения, затухает вблизи северного окончания Илыч-Чикшинского разлома. Анализ временных разрезов показал, что по фундаменту и нижнепалеозойским толщам разлом является сбросом, а по вышележащим слоям принадлежит к взбросовым нарушениям.

Чаркаю-Пылевецкий разлом в продольном направлении можно условно поделить на несколько блоков, которые различаются глубиной развития разлома в осадочных образованиях. Так, его северная и центральная части прослеживаются до горизонтов нижней перми, по верхнепалеозойским отложениям наблюдаются антиклинальные структуры. В южном направлении сместитель постепенно затухает и выражается лишь в виде флексур и перегибов (рис. 1).

Илыч-Чикшинская система состоит из серии протяженных глубинных разрывных нарушений сбросового типа, которые представляют собой переходную зону от Ижма-Печорской впадины к Верхнепечорской. Илыч-Чикшинский разлом длиной 150 км в районе исследований имеет субмеридиональное направление, которое на северном окончании резко изменяется на северо-западное. По данным отчета сейсморазведочной партии № 41190 Илыч-Чикшинская зона краевых дислокаций состоит из двух ступеней: северной – Ронаельской и южной – Мичаю-Пашнинской. В северной части разломы затухают в отложениях девона, прослеживается ступенчатое погружение слоев в восточном направлении. На южном фланге разломы были активны до позднепермского времени (рис. 2).

Анализ волнового поля показал, что оба разлома нарушают фундамент и затухают на разных стратиграфических уровнях платформенного чехла. Чаркаю-Пылевецкий разлом постепенно выполаживается в южном направлении. Илыч-Чикшинская система разломов по сейсмическим данным делится на два блока, отличается минимальными амплитудами смещения и углами наклона горизонтов осадочного чехла. Таким образом самыми активными на протяжении всей истории развития были северный и южный сегменты Припечорской системы разломов, в центральной части разрывные нарушения развивались только до конца позднедевонской эпохи.

В региональном магнитном поле Припечорской системе разломов соответствует переход от отрицательных аномалий Ижма-Печорского мегаблока к широкой полосе положительных магнитных аномалий Печоро-Колвинского авлакогена и Верхнепечорской впадины. В региональном гравитационном поле эта зона выражается в виде резкого перехода от пониженных значений силы тяжести Тиманского геоблока

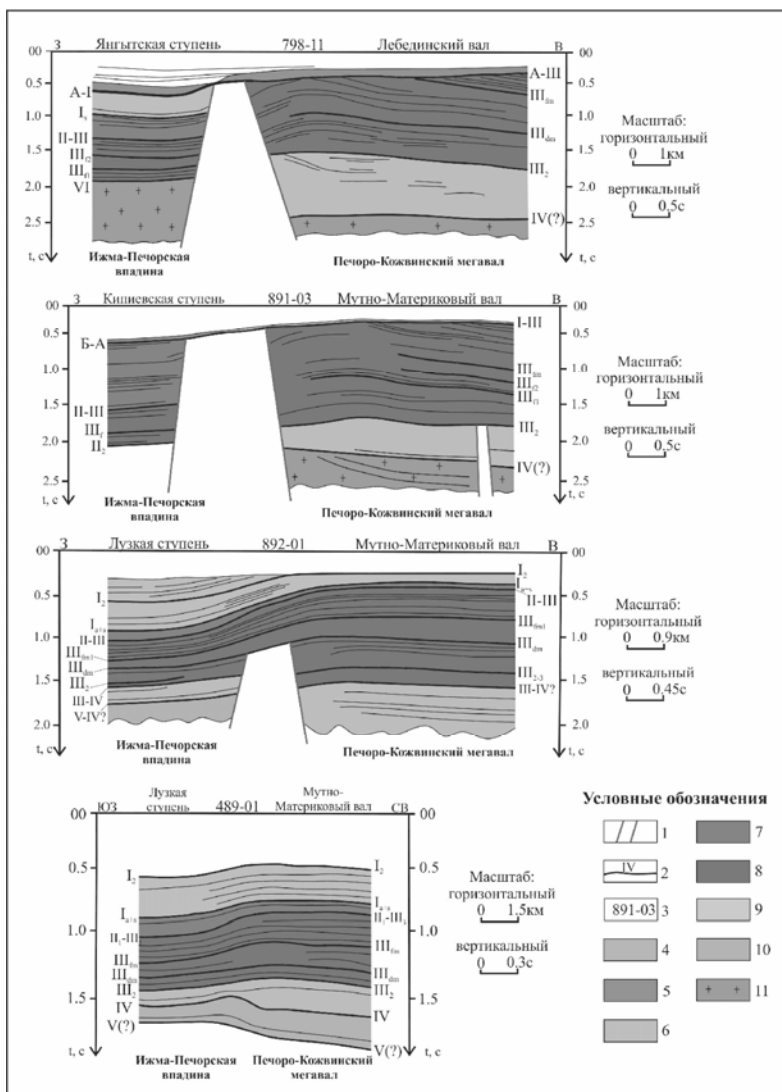


Рис. 1. Схема изменения кинематики Чаркаю-Пылемецкого разлома в продольном направлении с севера на юг (составила Езимова Ю.Е. по материалам ОАО «Севергеофизика»): 1 – зоны, связанные с тектоническими нарушениями, через которые невозможна или затруднительна корреляция отражающих горизонтов, 2 – отражающие горизонты, 3 – номер сейсмического профиля, возраст отложений: 4 – юрский, 5 – триасовый, 6 – пермский, 7 – каменноугольный, 8 – девонский, 9 – силурийский, 10 – ордовикский, 11 – верхнепротерозойский

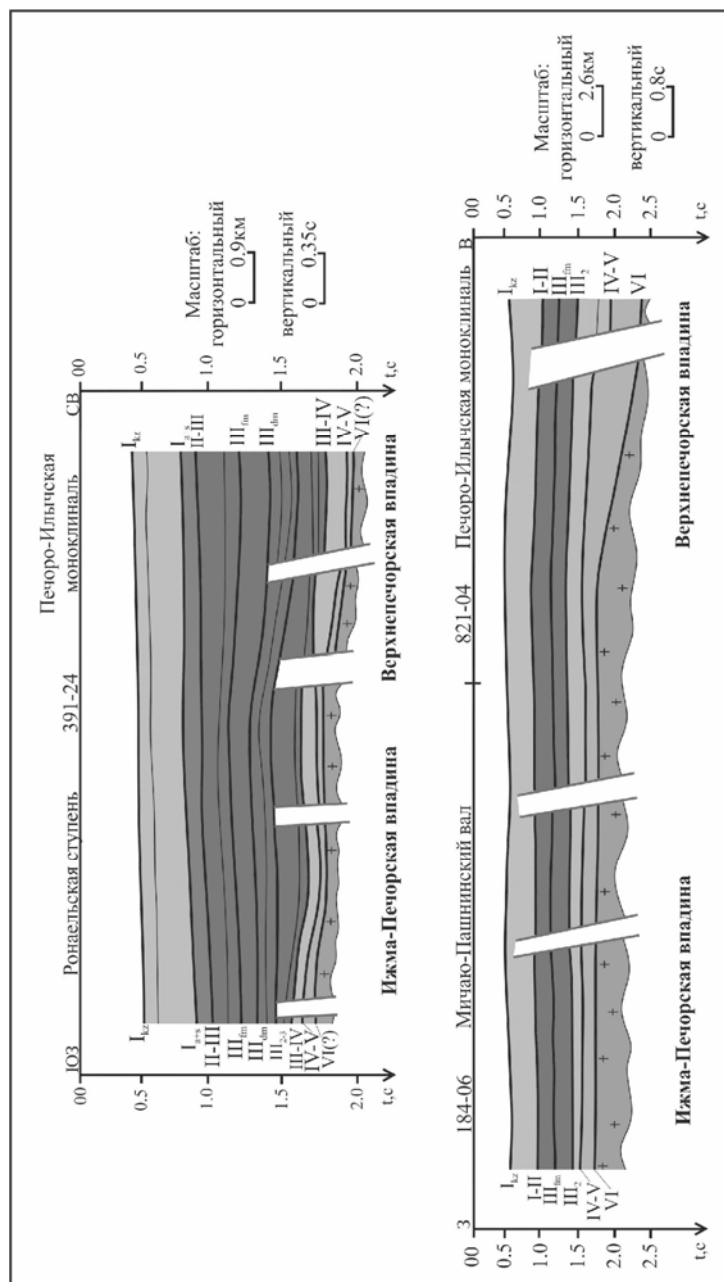


Рис. 2. Схема изменения кинематики Ильич-Чикшинской системы разломов в продольном направлении с севера на юг (составила Езимова Ю.Е. по материалам ОАО «Севергеофизика»), условные обозначения см. рис. 1

к наиболее высоким – Печороморско-Большеземельского. Такой резкий переход связан с региональным увеличением плотности фундамента в восточном и северо-восточном направлениях, которое связывается с повышением его основности и степени метаморфизма [2].

При проведении экспрессной эманационной съемки удалось выяснить, что в радоновом поле отдельные блоки Припечорской системы разломов характеризуется повышенными значениями объемной активности радона (ОАР). В пределах Илыч-Чикшинской системы, на территории Ронаельской ступени значения ОАР находятся в диапазоне 104–967 Бк/м³. В зоне сочленения Мутно-Материкового вала и Ижма-Печорской впадины, где по сейсмическим данным наблюдаются большие амплитуды вертикальных смещений блоков осадочного чехла, величина радоновой активности составляет 145–1098 Бк/м³. Максимальные значения ОАР чаще всего соответствуют центральным частям разломной зоны и связываются с участками наиболее проницаемых пород в следствие повышенной тектонической активности на протяжении длительного времени.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-11.

Литература

1. Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П., Довжикова Е.Г., Ласкин В.М. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Киров: ОАО «Кировская областная типография», 2008. С. 288.
2. Запорожцева И.В., Пыстин А.М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского-Северо-Востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
3. Удортин В.В., Мартышко П.С., Овчаренко А.В., Угрюмов И.А., Сейсмичность европейской северо-восточной части России и методика для изучения ее природы // Вестник Института Коми НЦ УрО РАН. 2012. №10. С. 8–13.

Актуальные проблемы геодинамики островных дуг

Введение. В настоящее время отсутствует цельное и широко принятое представление о понятии «островная дуга». В работах, основанных на идеях ТЛП², нередко реконструкции ОД по находкам в геологических разрезах андезитов или таких редких пород как бониниты или адакиты, причем, в некоторых случаях не самих этих пород, а их метаморфических аналогов. Окраинные вулканические пояса, например, Восточно-Азиатский или Казахстанский рассматриваются как палеовулканические дуги, хотя они являются явными эпиконтинентальными образованиями с развитием в них специфических вулканоплутонических ассоциаций. В реконструкциях палеодуг редко используется палеогеографический анализ, который должен показать парагенез ОД с развитием граувакковых формаций. Понятие ОД стало предельно унифицированным и оттого неопределенным. Все это сказывается на изучении петрогенезиса, поскольку неопределенность геологических предпосылок существенно сказывается на выборе моделей происхождения магм. В этом выборе преобладает концепция независимости состава магм от влияния континентальной коры, при этом даже магм среднекислого состава, что не может не сказаться и на металлогеническом прогнозировании.

Автор предложил принципиально новое представление о происхождении ОД [7, 8] однако, оно оказалось не востребованным, даже в критическом изложении. Тем не менее, еще раз предлагаю изложение этой концепции с учетом некоторых новых фактов, которые усиливают наши аргументы.

Терминология, иерархия структур переходной зоны. В современном словаре ОД – это структуры с задуговым бассейном. Из этого следует более простое заключение: нет бассейна – нет ОД. Часто в геологических работах понятия вулканическая и островная дуга отождествляются, что неверно. Эту дискуссию можно заключить таким образом, что ОД часто и ВД, но ВД не всегда ОД. ОД распространены локально, преимущественно лишь на западной и северной границах Тихого океана, тогда как ВД – на всей его периферии, в том числе на востоке океана, на окраинах обеих Америк, где ОД отсутствуют. Термины, вроде Курило-Камчатская ОД, неудачны, поскольку камчатский отрезок не является ОД, но зато Курило-Камчатская ВД простирается далеко за

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

² Сокращения: ТЛП – тектоника литосферных плит. ОД – островная дуга; ВД – вулканическая дуга.

пределы Камчатки, в Корякии. Точно также нельзя относить к ОД полуостровные или микроматериковые структуры Японии, Аляски, Сумары, и другие подобные им. На всех этих структурах существуют останцы консолидированного фундамента, гранитной коры. Они могут стать островными дугами при их дальнейшей эволюции, их деструкции, умалении и погружении. Подобное их развитие указывает на ведущую роль погружений (задугового бассейна) в эволюции переходной зоны. Этот важный геоморфологический и палеогеографический критерий сразу «отсекает» от ОД структуры окраинных поясов, которые развивались на континентальной суше. Вулканические дуги аструктурны; они сосуществуют со структурами срединных массивов, орогенов, с рифтами, с метаплатформами, но в современном их выражении сопряжены со структурами глубоководных желобов и сейсмофокальных зон. Последняя триада и составляет подлинную геологическую границу континента и океана на западе Пацифики. Именно вулканические, а не островные дуги формируют литодинамические комплексы, которые соответствуют понятию конкордантной границы. *Островная дуга – это тектонотип, т.е. гетерогенный вещественный комплекс, не обязательно вулканический, отражающий особенности тектонических движений островной суши; функция ОД – формирование морфотектонической структуры* [7, 8]. Тектонотип определяется методами тектоники (а не петрологии), при изучении характера деформаций и поверхностей несогласий; влияние аккумулятивной структуры, т.е. собственно ВД, при этом снимается. *Вулканическая дуга – это литодинамический комплекс, т.е. некоторое формационное тело определенного состава, возраста, пространственного положения; функция ВД – накопление вещества.* Разделение понятий «вулканическая» и «островная» дуга позволяет внести ясность как в сами эти определения, так и в особенности образования и эволюции ОД. При подобном уточнении оказывается, что большое количество ВД, явно наложенных на разнотипные складчатые комплексы материковых окраин (Аляска, Камчатка, Япония, Новая Зеландия и т.д.), – довольно молодые, в основном миоценовые или даже плиоцен-четвертичные, а дуги «примитивные», якобы нарождающиеся (Марианская или Тонга-Кермадек) – наоборот, древние и зрелые. Хотя в данном случае термин «зрелая дуга» лишается смысла. отождествление понятий островная и вулканическая дуга – научная спекуляция, которая закрывает дискуссию об истинном значении этих понятий.

Фундамент Курильских островов. Для понимания характера тектонических движений ОД решающее значение имеют наблюдения над их фундаментом. В ТЛП принято думать, что ОД сформированы на океаническом ложе за счет активной аккумуляции продуктов вулканической деятельности. Однако этот постулат все в большей мере утрачивает свое значение. Обширный материал по изучению включений [3, 5,

11] свидетельствует о широком распространении в фундаменте Камчатки и Курильских островов пород зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма; в настоящее время нами получены прямые данные о палеозойских и докембрийских возрастах курильских ксенолитов (119, 365, 621, 1851, 1953 млн лет; последние два по результатам Zr-метрии). Эти данные согласуются с новыми результатами ГСЗ в Охотоморском регионе, которые подтвердили континентальный тип коры региона, в том числе и в ОД [9]. В наиболее погруженной части хребта Витязя (с востока от о.Симушира, во впадине Матуа) получены данные о залегании консолидированной коры в основании разреза позднего мела – кайнозоя. Хотя возраст основания точно не определен, авторы специально отмечают, что геохимические и изотопные данные свидетельствуют о влиянии на геохимию вулканитов континентального фундамента. Двухстадийный модельный возраст варьирует от нуля в базитах до 0.77 млрд лет в кислых породах [4]. Вывод о континентальном обрамлении Южно-Охотской глубоководной котловины был получен при изучении позднеолигоцен-миоценовых и позднемиоцен-плейстоценовых осадков котловины, которые оказались сложенными обломками кварц-серицитовых, кварц-мусковитовых сланцев, гранитоидов, кварцевых роговиков, кварцсодержащих алевролитов [Терехов и др., 2008]. Основные источники терригенного материала, в том числе и со стороны Курильских островов, располагались на консолидированной коре с развитым гранитно-метаморфическим слоем. Комплекс зеленых туфов миоценового возраста, представленный в ОД (в том числе и Курильской), в большой мере сложен игнимбритами, которые содержат обильные включения гранитоидов. Эти гранитоиды являются либо резургентными обломками кровли, либо продуктами собственной эволюции магм раннего периода кристаллизации; ссылки на их связь с продуктами ледового разноса явно преувеличены. С учетом этого замечания, мы получаем для площади островов и ближайшей акватории Охотского моря почти сотню возрастных определений гранитоидов в диапазоне от 65 до 220 млн лет, от конца палеоцена до триаса. Петрографический и химический состав обломков гранитного слоя Курильской ОД рассматривается в работе [7, с. 89–91].

Модель эскарпогенеза. Отметим одно общее противопоставление аккумулятивной гипотезе, касающееся всех ОД. Работами Дж. Паккэм, Д.Фалви, Б.Парсона, Дж. Слейтера установлена зависимость между возрастом задуговых бассейнов, их площадью (или шириной) и глубиной [2]. Два последних параметра взаимозависимо увеличиваются с течением геологического времени, т.е. самые глубокие и самые обширные впадины (или задуговые бассейны) – самые древние. Таковы Фи-

липпинская, Тасманова, Сикоку котловины; их возраст более 60 млн лет. Другими словами, развивающиеся задуговые бассейны поглощают пространство ОД, и значит ОД уже по определению не могут увеличиваться до масштабов орогена. Полуостровные и крупные островные территории по сути – реликты континентальных окраин; глубоководные бассейны в их тыловых площадях, как правило, сохраняют признаки своей континентальности. Очевидно, что наложенные вулканические (а не островные) дуги, развитые в южноамериканских Андах, никак не связаны с ОД, но также, как и ВД западной окраины Тихого океана, иллюстрируют прямую связь с глубоководными желобами и СФЗ. Историко-геологический анализ ОД показывает, что площадь и поперечник ОД или объем островного поднятия со временем постоянно уменьшается; в продольном же сечении ОД остается сравнительно устойчивой. Шельфы дуг опускаются на глубины аваншельфов и далее – в область глубоководных впадин. Так, за плиоцен и ранний плейстоцен поперечник Курильской ОД сократился в несколько раз. Выявлены обширные опускания континентального склона всех ОД. Опускание склонов ОД: Идзу-Бонин, Марианской и Тонга с позднего эоцена оценивается в 5–6 км, Японии, в районе Хонсю, – с миоцена в 3–5 км, Курильских островов – 4 км, Камчатки – 3–4 (до 6) км за плио-плейстоцен. Как отмечено, опускание хр. Витязя в районе Симушира составляет 3–4 км. Специальное бурение на склоне ОД Тонга, показало его опускание на 5 км за последние 45 млн лет [Clift, MacLeod, 1999]. Обширные опускания, установленные бурением на дуге Рюкю, оцениваются в 5–12 км, начиная с палеоцена. В основании прогибов залегают палеозойские и мезозойские породы, в т.ч. массивы гранитоидов [Кириллова, 1992]. В раннем–среднем миоцене на месте ОД Рюкю располагался окраинный вулканический пояс (зеленых туфов), продолжавшийся сюда из районов Японии и Курильских островов. Наконец, отметим ОД Кюсю-Палау, которая погрузилась под уровень моря; ее эпиконтинентальная природа обычно не вызывает сомнений.

Заключение. Как можно видеть из текста этих тезисов, я прихожу к выводам, близким к тем, которые развивал В.В. Белоусов, выдающийся тектонист XX в. Это, однако, не означает, что я дублирую или лишь напоминаю читателю его замечательные идеи. В.В. был первым, кто предложил известную классификацию ОД и впоследствии неоднократно к ней возвращался. В его последней работе, при обзоре своей гипотезы эндогенных режимов, он уделяет специальное внимание этому вопросу при описании режима орогенеза [1]. В.В. считал ОД частью этого режима; он указывал на проявление в ОД глыбовых структур и регионального метаморфизма, накопление континентальной молассы,

но вместе с тем обращал внимание на отсутствие в них полной голоморфной складчатости. В.В. сформулировал и известный парадокс в образовании ОД, который заключается в выделении орогенного режима в условиях преимущественного опускания. Действительно, подлинным ОД (по В.В. – это дуги второго типа) свойственно преимущественное опускание, связанное с расширением и углублением задугового бассейна. В этом отношении он приемлет концепцию, данную в рамках тектоники плит. Но как образовать ороген при трансгрессивном наступлении на ОД окраинного бассейна? Я нашел решение этого парадокса. При эволюции ОД (с формированием названных признаков орогенеза) после формирования абразионных поверхностей выравнивания поднимается лишь остаточная суша: поперечник ОД сокращается, а опускание граничных впадин фиксируется преимущественным обрушением продольных пластин островной суши. Поверхности абразионного выравнивания в ОД выполняют роль стратиграфических, а не тектонических несогласий, поэтому в ОД мы не видим следов голоморфной складчатости. На Курильских островах фиксируется три подобных несогласия. По сейсмоакустическим данным, поверхности абразионного выравнивания фиксируются как под днищем Южно-Охотской впадины, так и с тихоокеанской стороны, в районах хребта Витязя (см. выше). Но этот процесс, несмотря на сохранение признаков орогенеза, нельзя назвать таковым, поскольку главной чертой остаточной суши будут не эти признаки, а уменьшение объема «орогенного» поднятия со временем. Я назвал этот процесс эскарпогенезом [7]. ОД – это гигантский сдвоенный эскарп; эскарпогенез приводит к исчезновению суши, а не к росту гор, как в орогенезе¹. Если пользоваться классификацией В.В. Белоусова, эскарпогенез как раз свойственен подлинным дугам II типа. Представление В.В. Белоусова [1] о том, что высочайшие Анды являются орогенезом абсолютно верно, но включение их в одну группу с ОД явно ошибочно. По нашим данным, если рассматривать эскарпогенез в обширных масштабах переходной зоны (западной Пацифики), то он будет лишь частью геодинамического режима рифтогенеза [6, 10]. Из изложенного ясно, что ОД не являются структурами, которые иллюстрируют механизм формирования континентальной коры, наоборот, их объем уменьшается и отражает механизм океанизации. Океанизация прежде всего захватывает задуговой бассейн, а уже позднее саму островную дугу, т.е. остаточную структуру эскарпогенеза. Этот вывод остается в силе даже в том случае, если в настоящее время не будет выявлен

¹ Рисунок, иллюстрирующий образование и различие эскарпогенеза и орогенеза приводится в материалах XLVII тектонического совещания, т. I, 2015, с.146.

I

II

III



Рисунок. Иерархия структур переходной зоны (тихоокеанского типа) и их взаимные связи. Цифры вверху рисунка (слева направо) означают повышение порядка в иерархии единиц.

физико-химический механизм этого процесса. Глобальные различия западной и восточной границ Тихого океана, выражающиеся в деструкции ее западных границ и предельной континентализации восточных (орогенов), вероятно не сводятся только к действию структуры самого океана, но определяются и ротационным фактором.

Литература

1. Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. // Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР. М., 1991. 72 с.
2. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М; Недра, 1988. 222 с.
3. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги / Ред. Б.Г. Лутц, К.Н. Рудич, В.А. Ермаков. М.: Наука, 1978. 224 с.
4. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.
5. Ермаков В.А., Волинец О.Н., Колосков А.В. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 293–312.
6. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вест. МГУ. Сер. геол. 1974. № 3. С. 3–20.

7. *Ермаков В. А.* Образование и эволюция Курильской островной дуги // Результаты комплексного изучения тектоносферы. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 83–116.
8. *Ермаков В.А.* Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины (новый взгляд на известные факты) // Вулканология и сейсмология. 2005. №5. С. 3–18.
9. *Каиубин С.Н., Сакулина Т.С., Павленкова Н.И., Лукашин Ю. П.* Особенности волновых полей продольных и поперечных волн при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях // Технологии сейсморазведки. 2011. № 4. С. 88–102.
10. *Милановский Е.Е., Никишин А.М.* Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. № 4. С. 3–16.
11. *Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Сибирское отд. Наука, 1975. 140 с.

**В.Б. Ершова¹, А.В. Прокопьев², Н.Н. Соболев³,
Е.О. Петров³, А.К. Худoley^{1,3}, Р.В. Белякова¹**

Состав, строение и возраст домезозойских комплексов архипелага Земля Франца Иосифа на основе детального изучения галек из нижнеюрских конгломератов

Сведения о геологическом строении северной части баренцевоморского региона большей частью основываются на результатах сейсмического профилирования, изучении обнажений на архипелагах Земля Франца Иосифа (ЗФИ) и Шпицберген, и данных бурения. При этом, если мезозойская последовательность доступна для изучения в обнажениях и вскрыта рядом скважин как в пределах архипелагов ЗФИ, Шпицберген, так и на прилегающем шельфе, то более древние отложения обнажаются лишь на Шпицбергене и вскрыты скв. Нагурская в пределах ЗФИ [1–3]. На основании детального изучения галек, отобранных из нижнеюрских конгломератов ЗФИ (о-ва Галля и Грэм-Белл) (тегетхофская свита) (рисунок) приводятся новые данные о возрасте домезозойских комплексов ЗФИ.

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет; e-mail: v.ershova@spbu.ru

² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук; prokopiev@diamond.ysn.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского; Nikolay_Sobolev@vsegei.ru; Evgeniy_Petrov@vsegei.ru; akhudoley@gmail.com

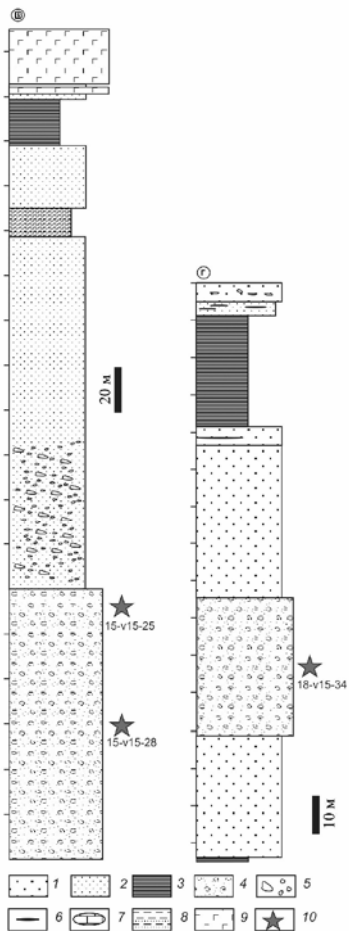
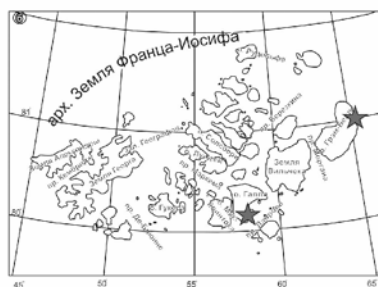
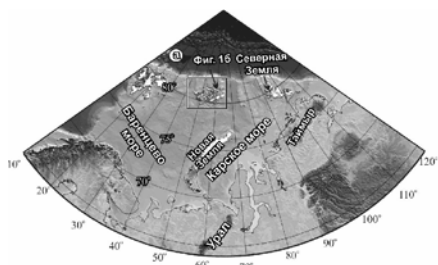


Рисунок. Местоположение и стратиграфическая привязка исследованных проб.

А, Б – расположение исследуемого региона, В – литологическая колонка мезозойских отложений на м. Тегетхоф (о-в Галля), Г – литологическая колонка мезозойских отложений г. Кользат (о. Грезм-Белл), Д – общий вид обнажения, Е – полимиктовые нижнеюрские конгломераты на м. Тегетхоф (о-в Галля). 1 – среднезернистые пески и песчаники; 2 – мелкозернистые пески и песчаники; 3 – глины и аргиллиты; 4 – пески с галечниками; 5 – разрозненные гальки; 6 – угли; 7 – местоположение и номер исследованных образцов

В обоих исследованных разрезах было отобрано более 200 галек из нижнеюрских отложений тегетхофской свиты. Состав изученных галек разнообразен – граниты, кислые эффузивы, известняки, кварциты, аргиллиты. Размер галек варьирует от 5 до 12 см, указывая на короткое расстояние транспортировки и близкое расположение источника сноса. Это позволяет их использовать для реконструкции состава и строения домезозойской последовательности ЗФИ и окружающей части Баренцево-морского шельфа. В настоящем исследовании был использован следующий комплекс методов: петрографическое изучение шлифов, геохимические исследования магматических пород, изотопно-геохронологические и палеонтологические исследования.

Исследованные гальки магматических пород из осадочной толщи нижней юры о-вов Галля и Грезм-Белл представлены кислыми интрузивными и эффузивными горными породами, зачастую катаклазированными. Судя по составу обломков, в источнике сноса широко развиты подвергшиеся динамометаморфизму гранитоиды. Возраст кристаллизации трех из 5 изученных образцов, отобранных из разреза о-ва Галля, полученный на основе U-Pb датирования цирконов (SHRIMP-II) – конец позднего девона – ранний карбон [4]. Возраст кристаллизации гранитов из гальки, отобранной из разреза о-ва Грезм-Белл, определен как 520.2 ± 1.3 млн лет.

Метаморфические породы в изученных гальках преимущественно представлены кварцитами. Проведенное U-Pb датирование обломочных цирконов из двух образцов позволило на основе наиболее молодой популяции цирконов установить их возраст как ранне-среднекембрийский. При этом присутствие позднепротерозойских зерен указывает на поступление обломочного материала на север баренцево-морского региона в раннем кембрии с Тиманского орогена.

В гальках широко представлены в разной степени изменённые осадочные породы – аргиллиты, известняки, кремни, окремнённые известняки. Биокластические известняки в значительной степени изменены и перекристаллизованы, что во многом затрудняет определение систематического состава биокластов. Довольно многочисленны в карбонатных

гальках фораминиферовые известняки, среди которых удалось в 25 шлифах обнаружить экземпляры удовлетворительной для определения систематической принадлежности сохранности. Основываясь на определениях фораминифер, возраст известняков можно считать визейско-позднекаменноугольным. Таксономический состав фузулинид, поддающихся идентификации, не отличается своеобразием, и сопоставим с одновозрастными фузулинидовыми комплексами Волго-Уральской области, Тимана и Шпицбергена [5]. Находки каменноугольных фораминифер в известняковых гальках юрских конгломератов и сделанные ранее находки нижнепермских фузулинид [6] в обломках известняков среди четвертичных отложений свидетельствуют о том, что, по крайней мере, с конца раннего карбона и до начала перми территория ЗФИ представляла собой карбонатную платформу. Это согласуется с данными по скв. Нагурская на о. Земля Александры.

Проведенные исследования показали, что в фундаменте архипелага ЗФИ проявлен позднепалеозойский и раннекембрийский кислый магматизм. Осадочные и метаосадочные комплексы представлены нижнекембрийскими кварцитами и каменноугольно-нижнепермскими карбонатами. Установлено, что в раннем кембрии поступление обломочного материала на север баренцевоморского региона происходило с Тиманского орогена.

Благодарности. Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ грант 16-55-20012.

Литература

1. Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.
2. Макарьев А.А. (ред.). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41–44 – Земля Франца-Иосифа (восточные острова). Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2011. 220 с.
3. Dibner V.D. (ed), Geology of Franz Josef Land // Norsk Polarinstitut Meddelelser. 1998. V. 146. 199 p.
4. Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Худолей А.К., Фалейда Я.И., Гайна К., Белякова Р.В. Новые данные о строении фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 2. С. 21–31.
5. Ershova V., Leven E., Prokoviev A. Foraminifera from the carbonate cobbles and pebbles of Early Jurassic conglomerates of Franz Joseph Land as a direct evidence of existence of Late Palaeozoic carbonate succession in the north-eastern Barents Sea // Norwegian J. Geology. 2017.
6. Davydov V.I. 1997: Biostratigraphy on fuзуlinides of the Upper Paleozoic deposits of Kolguev and the islands of the archipelago of Franz Josef Land // Biostratigraphy of

**Ф.И. Жимулев¹, Е.В. Ветров^{2,1}, Г.С. Федосеев^{1,3},
Дж. Гиллесли⁴, А.В. Котляров¹, С.В. Жигалов²,
С. Глорие⁴, Й. Де Граве⁵**

Колывань-Томская складчатая зона, вещественный состав и возраст геологических комплексов

Колывань-Томская складчатая зона (КТСЗ) входит в состав герцинской Обь-Зайсанской складчатой системы [2] Центрально-Азиатского складчатого пояса. Последние обобщающие работы, посвященные геологическому строению зоны, были опубликованы около двух десятилетий назад [4], поэтому слагающие ее осадочные и магматические комплексы слабо исследованы современными аналитическими методами, что особенно заметно в сравнении с китайским сегментом Обь-Зайсанской складчатой системы и затрудняет проведение межрегиональных палеотектонических реконструкций. В последние годы в ходе выполнения работ по составлению государственной геологической карты миллионного масштаба третьего поколения [1], а также инициативных исследований [например, 3, 5] были получены новые данные о возрасте и составе стратифицированных и интрузивных комплексов региона.

КТСЗ простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 450 км при ширине 60–100 км. Юго-восточной границей КТСЗ является система надвигов, по которой девонские отложения, слагающие фронтальную часть зоны, надвинуты на раннепалеозойские комплексы Кузнецкого Алатау и Салаира, а также на карбон-пермское осадочное выполнение Кузнецкого прогиба. На северо-западе, северо-востоке и юго-западе зона перекрывается мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. Внутренняя структура зоны представляет собой пакет тектонических пластин, надвинутых в юго-восточном направлении. Наиболее древние отложения КТСЗ, вскрытые в яд-

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

² Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

³ Новосибирский государственный Университет, Новосибирск, Россия

⁴ Университет Аделаиды, Аделаида, Австралия

⁵ Университет Гента, Гент, Бельгия

рах взброс-антиклиналей, представлены толщей бимодальных вулканитов живетского возраста (буготакская, тогучинская, митрофановская свиты). В полях распространения этих отложений встречаются комагматичные вулканитам субвулканические интрузии, сложенные диабазами и плагиориодацитами. Базальты и их субвулканические аналоги – долериты характеризуются средними глиноземистостью ($\text{Al}_2\text{O}_3=14\text{--}18\%$) и титанистостью ($\text{TiO}_2=0.9\text{--}1.9\%$), высокой натриевостью. Кислые породы также натриевые. На TAS-диаграмме породы буготакского комплекса расположены вдоль разграничительной линии для пород нормальной и умеренной щелочности. На AFM диаграмме и диаграмме Миаширо точки составов пород нормальной щелочности буготакского комплексов располагаются вдоль границы толеитовой и известково-щелочной серии. На диаграмме $\text{TiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ большая часть составов пород буготакского комплекса располагается в поле базальтов задуговых бассейнов (BABV). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в субвулканических риодацитах составляет 0.704985 (при принятом возрасте 385 млн лет) и указывает на мантийный источник магнеообразования. Величина $\epsilon\text{Nd}(\text{T})=+6.51$ свидетельствует о присутствии в источнике вещества деплетированной мантии. Циркон из субвулканической интрузии плагиориоритов буготакского субвулканического комплекса имеет возраст 383.3 ± 2.9 млн лет (U/Pb, LA-ICP-MS), что соответствует границе живетского и франского ярусов и хорошо согласуется с недавно опубликованными палеонтологическими данными [5]. Вулканиты перекрыты толщей преимущественно терригенных пород, накапливавшихся с франа по вize. Нижняя часть этой осадочной последовательности – пачинская свита франского возраста, сложена аргиллитами, содержащими отдельные массивы рифогенных известняков. Выше залегают юргинская свита фаменского возраста, сложенная, преимущественно, песчаниками и алевролитами и фамен-каменноугольная инская серия, представляющая собой переслаивание темно-серых глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. В результате датирования детритового циркона (80 конкордантных значений) из граувакк юргинской свиты, были выделены следующие возрастные популяции циркона: 2020–1800 млн лет – 5%, 919–767 млн лет – 8,7%, 525–455 млн лет – 42.5%, 425–409 млн лет – 6.2%, 395–352 млн лет – 37.5%, что позволяет считать главным источником сноса каледониды Салаирского кряжа. Неодимовый модельный возраст $\text{TNd}(\text{DM})$ изученной породы составляет 1131 млн лет, $\epsilon\text{Nd}(\text{T})=-0.89$ (для возраста 350 млн лет).

Перед фронтом КТСЗ расположен Горловский прогиб, выполненный карбон-пермской угленосной молассой. Горловский прогиб представляет собой грабен-синклиналь, запрокинутую в юго-восточном направлении

нии и рассматривается как форландовый бассейн, связанный с продвижением КТСЗ на каледониды Салаира [4].

С целью характеристики палеотектонических условий образования Горловского прогиба проведено датирование детритовых цирконов из песчаников верхнекарбон-нижнепермской балахонской серии, представляющей собой угленосную континентальную молассу. Диаграмма относительной вероятности, построенная по 78 конкордантным значениям, включает четыре возрастных популяции – неопротерозойская (840–710 млн лет, кембрийско-раннеордовикская (530–460 млн лет с максимумом на 498 млн лет) и каменноугольно-пермская (380–280 млн лет с максимумом на 322 млн лет) [3]. Неопротерозойские цирконы составляют 16.5% от всех конкордантных значений, раннепалеозойские – 28%, а позднепалеозойские – 50%, также 5% приходится на древние цирконы с возрастами 2.7–1.8 млрд лет. Самое древнее зерно имеет возраст 2718 млн лет, самое молодое – 282 млн лет. Неодимовый модельный возраст породы TNd(DM) составляет 1066 млн лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = -1.33$ (для возраста 280 млн лет). По-видимому, вулканические комплексы карбоновой островной дуги, входящие в состав фундамента Западно-Сибирской плиты являлись главной питающей провинцией для Горловского прогиба во время отложения балахонской серии.

Покровная структура КТСЗ запечатывается гранитоидными массивами приобского монцодиорит-граносиенит-гранитового (P_3-T_1) и барлакского гранит-лейкогранитового (T_{1-2}) комплексов, формационная самостоятельность которых обоснована в работе [4] и подтверждается позднейшими исследованиями. Изотопный возраст (U-Pb, SHRIMP, циркон, [1]) гранитов приобского комплекса установлен для пяти образцов в интервале 260.7 ± 7 – 249.0 ± 1 млн лет (P_3-T_1), при этом в трех образцах главной фазы он составил 260.7 ± 7 – 255.8 ± 2.7 млн лет. Изотопный возраст барлакских лейкогранитов по пяти образцам лежит в интервале 249.7 ± 1.4 – 242 ± 2 млн лет. В пяти пробах гранитоидов с установленным U-Pb изотопным возрастом было проведено изучение Nd и Sr изотопного состава. Результаты изотопных исследований представлены в таблице.

Близость Nd изотопного состава приобского и барлакского гранитоидных комплексов указывает на их формирование в едином коровом блоке. Позднерифейско-вендский неодимовый модельный возраст (0.7–0.55 млрд лет) гранитоидов КТСЗ свидетельствует, что источником для них служила новообразованная позднедокембрийская кора. Аномально высокие значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах барлакского комплекса могут указывать на особенности литологического состава протолита или на масштабное метасоматическое событие на рубеже

перми и триаса. Представленные данные позволяют сделать вывод об отсутствии блоков раннедокембрийской континентальной коры в фундаменте КТСЗ, Кузнецкого прогиба и каледонид Салаира.

Описание истории геологического развития КТСЗ на базе современных теоретических представлений и с привлечением новых аналитических данных, является задачей ближайшего будущего.

Таблица. Уран-свинцовый возраст, изотопный состав неодима и стронция гранитоидов КТСЗ

№ образ-ца	Порода, массив	U/Pb SHRIMP возраст, млн лет	$\epsilon\text{Nd}(\text{T})$	TNd (DM-2st), млрд лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
приобский комплекс					
514	монzogранит, Обской массив	261	+4,8	0,62	0,705654
687	граносиенит, Новосибирский массив	258	+5,5	0,55	0,705708
664-4	монцолейкогранит, Мочищенский штук	247	+4,7	0,62	0,705659
барлакский комплекс					
557	лейкогранит, Барлакский массив	242	+3,96	0,69	0,773478
561	лейкогранит, Колыванский массив	250	+4,05	0,69	0,848775

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 16-35-00010, а также РФФИ и Правительства Новосибирской области, проект № 17-45-540758 р-а.

Литература

1. Бабин Г.А., Черных А.И., Головина А.Г., Жигалов С.В., Долгушин С.С., Ветров Е.В., Кораблева Т.В., Бодина Н.А., Светлова Н.А., Федосеев Г.С., Хилько А.П., Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Лоскутов И.Ю., Михаревич М.В., Пихутин Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44-Новосибирск: Объяснительная записка. СПб., 2015. 181 с.
2. Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М.: Наука, 1969. 286 с.
3. Жимулев Ф.И., Гиллесли Дж., Глорие С., Ветров Е.В., Борискина В.И., Каравковский Е.А., Де Граве Й. Возраст питающих провинций Горловского передового прогиба: результаты датирования детритовых цирконов из песчаников балахонской серии // Геосферные исследования. 2017. № 2. С. 33–48.

4. Сотников В.И., Федосеев Г.С. Кунгурцев Л.В., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Васильев И.П., Гимон В.О. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 227 с.

5. Язиков А.Ю., Изох Н.Г., Широких В.А., Кутолин В.А. О возрасте буготакской свиты Колывань-Томской складчатой зоны по палеонтологическим данным // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2015. Т. 5. С. 212–216.

Д.В. Жиров¹

Новый тип структурной упорядоченности разрывной тектоники в Ковдорском карбонатит-фоскоритовом массиве (СВ Фенноскандинавского щита)

В земной коре известно несколько типов структурной организации трещиноватости и разломов [1]. Прежде всего, это ортогональная и многочисленные разновидности неортогональных сеток трещиноватости с различным количеством систем (рис. 1а). При формировании разрывных нарушений появляется характерный комплекс систем трещиноватости, закономерно расположенных относительно генерального разлома и друг друга (рис. 1б).

На стереограмме полюсы этих систем занимают положение вдоль пояса трещиноватости (см. рис. 1б) [2, 3]. Если потенциал упругой энергии геологической среды достаточно велик и за счёт одного этапа сейсмотектонических деформаций не разгрузился, то может реализоваться так называемая "переиндексация" главных напряжений, которая характеризуется скачкообразным изменением положения осей главных напряжений: σ_2 и в отдельных случаях σ_1 становятся максимальными в соответствующих этапах тектогенеза. Наложение нескольких этапов тектогенеза с различными параметрами поля напряжений (НДС) обуславливает появление сложных вложенных структур, которые характеризуются комбинаторным размещением / со вмещением в пространстве нескольких комплексов новообразованных, активированных и "старых" систем (рис. 1с). На стереограмме это отображается в появлении нескольких пересекающихся поясов трещиноватости, в совмещении в рамках одного полюса нескольких генетически разных систем и в "размытии" контуров полюсов (см. рис. 1с).

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

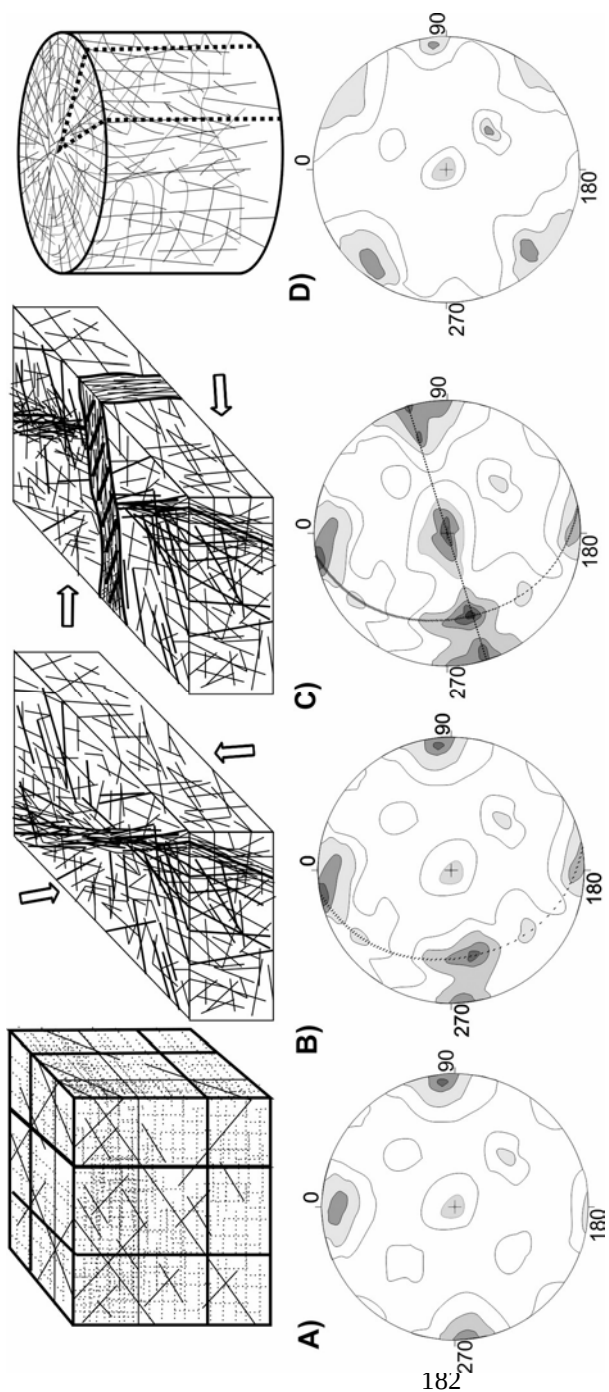


Рис. 1. Основные виды структурной организации трещиноватости и разрывной тектоники на блок диаграммах и стереограммах (нижняя полусфера); а – регулярная сеть из нескольких систем; б – сеть трещиноватости в зоне влияния разлома (левый сдвиг); с – сеть трещиноватости при наложении 2-х тектогенезов с различным НДС; д – сеть трещиноватости в секторе массива центрального типа

В массивах центрального (кольцевого) типа наблюдается асимметричная структура трещиноватости [4], системы которой изменяют азимутальные характеристики в зависимости от положения относительно оси симметрии (рис. 1d). Для таких массивов информативными являются только массовые замеры в рамках ограниченного сектора / участка, так как совмещение данных с разных частей массива вызывает размытие, "затирание" контуров систем. Каждый тип структурной организации трещиноватости фиксирует тип и параметры стресс-состояний, отвечающих за разломообразование.

В ходе исследований разрывной тектоники Ковдорского карбонатит-фоскоритового массива (СЗ России) выявлен новый тип структурной упорядоченности разрывной тектоники [5]. Он формируется за счёт последовательного смещения на 50–200 м с одновременным и сонаправленным (против часовой стрелки) поворотом каждой следующей трещины на фиксированный угол, как вокруг вертикальной оси, так и горизонтальной. При этом горизонтальная ось трещин описывает в пространстве винтообразную траекторию, формируя фигуру типа коноида или геликоида [6].

Выполненное исследование базируется на данных инструментального картирования крупных трещин (более 50 м протяжённостью) в бортах карьера рудника Железный. Измерения проводились в отражательном режиме тахеометром «Sokkia» Set 1030R3. Положение каждой плоскости в пространстве определялось по тригонометрическим формулам по координатам от 3 до 10–12 измеренных точек. Суммарная погрешность любого замера не превышает первых сантиметров, что даёт конечную точность определения азимутальных характеристик трещины "менее 1 градуса".

Полученные замеры были нанесены на сетку Вульфа (рис. 2d) и сопоставлены с результатами симуляционного моделирования, в результате которого на стереограмме была построена траектория полюсов серии трещин при двухосном повороте на фиксированный угол (см. рис. 2a–c). Кроме того, выполнено 3D моделирование трещин со структурной упорядоченностью по типу двухосного поворота (см. рис. 2e–j).

Анализ результатов картирования и сопоставления с модельными данными позволяют в Ковдорском карбонатит-фоскоритовом массиве надёжно идентифицировать структурную упорядоченность разрывной тектоники по типу двухосного сонаправленного (против часовой стрелки) поворота. Серия трещин с такой упорядоченностью инструментально зафиксирована в пределах С, СЗ и З участков борта карьера рудника Железный (суммарный сектор около 120°) по всей протяжённости об-

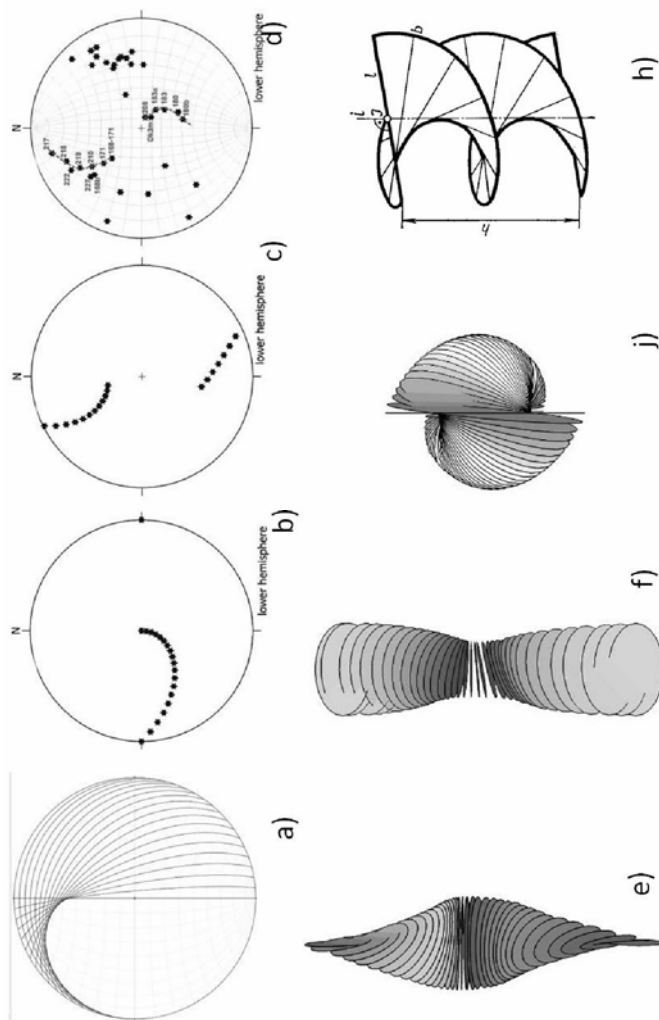


Рис. 2. Сравнение результатов симуляционного моделирования с фактическими данными: а – дуги серии плоскостей с суммарным поворотом на 90° по азимуту и углу падения, нижняя полусфера; б – траектория полюсов плоскостей; с – то же, но с поворотом системы координат; д – стереограмма фактических данных по северной и западной части карьера, цифры соответствуют номеру трещин; е – фронтальный вид структуры вращения на 180° плоскостей по 2-м ортогональным осям в 3D модели, f – то же, вид сбоку, j – то же, h – простой геликоид по [6]

следованных уступов. По сути, мы видим проявление постепенной, плавной (не скачкообразной) "переиндексации" стресс состояния, вызвавшего образование этой серии трещин.

Одним из важных следствий наличия таких структур является возможность трансляции избыточных напряжений (превышающих расчётные при действии только гравитации) и соответствующих деформаций в ортогональном направлении по отношению к направлению действия главного сжимающего напряжения. Гипотетически появляется новый механизм "передачи" напряжений с глубин к поверхности, который может служить одним из возможных вариантов интерпретации многочисленных фактических данных о наличии высоких субгоризонтальных максимальных сжимающих напряжений во всех рудниках Кольского региона в массивах центрального типа.

Работа выполнена в рамках научного проекта № 0231-2015-0013 «3D и 4D геолого-структурное моделирование в целях эффективного, рационального и безопасного освоения глубоких горизонтов стратегических полезных ископаемых (на примере месторождений Хибинского и Ковдорского массивов)».

Литература

1. *Жиров Д.В.* Морфоструктурные критерии контроля трещиноватости. Материалы докладов Третьей тектонофизической конференции "Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле", 8–12 октября 2012 г. ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 1. С. 368–372.
2. *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследованиях трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркутский политехн. ин-т, 1961. 47 с.
3. *Шерман С.И.* О потенциальной способности глубинных разломов к магмоконтролирующей деятельности // Вестник научной информации Забайкал. отд. Геогр. о-ва СССР. Чита: 1966. № 5. С. 16–24.
4. *Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В.* Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 3. С. 219–243.
5. *Zhirov D.* New type of brittle deformations: two-axial turnstructure of fractures in the Kovdor Carbonatite Intrusion (NW Russia) / Conference Proceedings SGEM-2017. Albena, Bulgaria. 2017. V. 17. Is. 11. Geology. Mineral Processing. P. 375–381.
6. Курс начертательной геометрии (на базе ЭВМ): учебник для инженерно-техн. вузов / А.М. Тевлин (ред.). М.: Высшая школа, 1983. 177 с.

Новые данные о геологическом строении котловины Подводников и шельфа Восточно-Сибирского моря

Современный седиментационный бассейн шельфа Восточно-Сибирского моря простирается с запада на восток от островов Анжу (Новосибирские острова) до острова Врангеля, по протяженности составляя треть арктической континентальной окраины Азии. Со стороны океана к шельфу примыкают, начиная с запада, хребет Ломоносова, котловина Подводников и поднятие Менделеева.

В данной работе рассматриваются вопросы геологического строения и геодинамической истории осадочного бассейна котловины Подводников и шельфа Восточно-Сибирского моря. Работа основана на интерпретации сети сейсмических профилей на территории Восточно-Сибирского моря и котловины Подводников, собранных в единую базу данных. Сейсмические профили высокого качества и разрешения выполнены в ходе федеральных проектов и МАГЭ 2012, 2014 гг.

На сегодняшний момент бассейн котловины Подводников остается одним из наименее изученных секторов российского Арктического шельфа. Более ранние публикации базируются на весьма ограниченном объеме сейсмических данных [3, 4, 6].

На сейсмических разрезах котловины прослеживаются комплексы акустического фундамента и осадочного чехла.

В осадочном чехле выделяются 2 основных этапа образования сейсмических комплексов: синрифтовый (ограничен отражающими горизонтами ES-1 и ES-2), датируемый апт-альбом, и пострифтовый, который включает в себя 8 комплексов (нижний ограничен горизонтами ES-2 и ES-3, верхний – горизонтом ES-8 и дном моря), эволюция которых, происходила в широких пределах между верхним мелом и олигоцен-четвертичным временем. Данные по возрастам отражающих горизонтов опираются на исследования архипелага Новосибирских островов, как единственной доступной для прямых геологических наблюдений части шельфа, который является ключевым для понимания природы и тектонической эволюции всей восточной Арктики [1].

На сейсмических разрезах плато Де Лонга наблюдаются пачки ярких высокоамплитудных отложений, которые отвечают, вероятнее всего,

¹ Геолого-геофизическая служба ГИН, Москва, Россия

² Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

³ Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

излияниям базальтов, возраст которых датируется 125–110 млн лет [5]. Это факт, в свою очередь, говорит о том, что наиболее древними осадочными образованиями Восточно-Сибирского моря и его шельфа, могут быть, меловые отложения, подошвой которых служит акустический фундамент, или граница горизонта ES-1 [2].

Горизонт ES-1 (125 Ma) представляет собой высокоамплитудное отражение с явной эрозионной поверхностью несогласия. Горизонт ES-1 трассируется на всей территории Восточно-Сибирского бассейна и сильно разбит сбросовыми тектоническими нарушениями. Горизонт является акустическим фундаментом и, предположительно, отвечает средне-аптскому возрасту.

Горизонт ES-2 (100 Ma) прослеживается как граница кровли синрифтового комплекса позднемелового возраста и выделяется на основании яркой смены волновой картины. Уверенно коррелируется в районе котловины Подводников. Граница ES-2 разделяет синрифтовые комплексы от пострифтовых, и представляет собой региональное несогласие. На сейсмических разрезах комплекс представлен субпараллельными средне-высокоамплитудными отражениями, мощность комплекса колеблется от 1000 до 1500 мс. Возраст горизонта ES-2 отвечает границе раннего и позднего мела.

Горизонт ES-3 (80 Ma) является среднеамплитудным отражением, выдержанным на всей площади Восточно-Сибирского моря. Горизонт не осложнен сильными тектоническими нарушениями.

Горизонт ES-4 (66 Ma) выделяется на основании резкой смены волнового поля. Возраст горизонта отвечает границе между меловыми и палеогеновыми отложениями. Палеоцен-эоценовый пострифтовый комплекс, заключенный между горизонтами ES-4 и ES-5, включает в себя пачку субпараллельных отложений средней амплитуды и частоты.

Горизонт ES-5 (56 Ma) трассируется по всей территории Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Служит реперной возрастной границей начала открытия Евразийского бассейна. Сейсмический пострифтовый комплекс между границами ES-5 и ES-6 характеризуется пакетом высокоамплитудных отражений. Возраст горизонта ES-5 датируется на границе между палеоценом и эоценом.

Горизонт ES-6 (45 Ma) представляет собой, локально, несогласную границу, нижележащие отложения имеют с горизонтом контакт кровельного прилегания. Горизонт не осложнен разрывными нарушениями.

Горизонт ES-7 (34 Ma) коррелируется на всей площади Восточно-Сибирского моря. Вышележащие отложения имеют с горизонтом ES-7 соотношение подошвенного налегания. Горизонт не имеет смещения по тектоническим нарушениям. Ниже горизонта осадки местами полого деформированы. Образование горизонта отвечает возрасту, датируемому границей эоцен-олигоценового возраста.

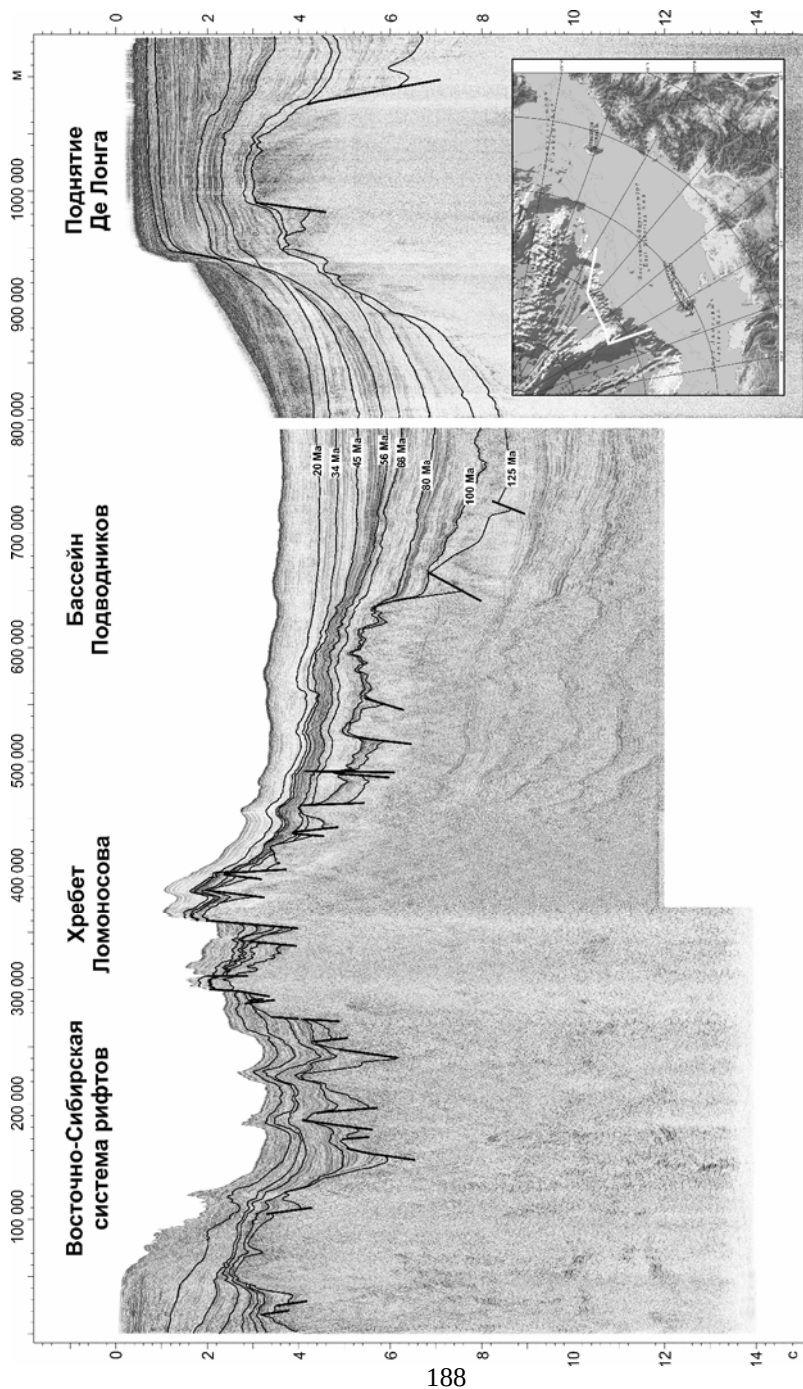


Рисунок. Композитный временной сейсмогеологический разрез через основные структуры Восточно-Сибирского моря

Горизонт ES-8 (20 Ma) представляет собой, локально, несогласную границу, нижележащие отложения имеют с горизонтом контакт кровельного прилегания. Горизонт, предположительно, имеет позднемиоценовый возраст, не осложнен разрывными нарушениями. Мощность комплекса достигает 2000 мс. Сверху комплекс ограничен дном моря.

Образование структуры бассейна Котловины Подводников произошло в апт-альбское время и связано с началом процесса рифтинга, возраст начала которого датируется в соответствии с возрастом базальтов на плато Де-Лонга. Возраст границы рифт–пострифт условно датируется как граница раннего и позднего мела. Начиная с позднего мела область котловины подводников испытывала плавное термальное пострифтовое погружение [7]. В пострифтовых отложениях чехла отмечены клиноформы, историю формирования которых можно предварительно разбить на 3 этапа: палеоцен-эоценовый, подошвой которого служит граница мел-палеогенового несогласия, эоцен-плиоценовый и плиоцен-четвертичный.

Для котловины Подводников предполагается наличие сильно растянутой и утоненной континентальной коры. Это следует из того, что для нее типичны рифтовые структуры в основании разреза. Рифты с такой геометрией и с синрифтовыми осадками более типичны для континентального рифтинга [7].

Литература

1. *Кораго Е.А., Верниковский В.А., Соболев Н.Н., Травин А.В.* Возраст фундамента островов Де-Лонга (архипелаг Новосибирские острова): новые геохронологические данные. ВСЕГЕИ, Т. 457. № 3.
2. *Линева М.Д., Малышев А.М., Никишин А.М.* Строение и сейсмостратиграфия бассейнов Восточно-Сибирского моря. Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 1.
3. *Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.* Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Selves: an over-view // Petrol. Geol. Conf. Ser. 2010. V. 7. P. 591–619.
4. *Franke D., Hinz K.* Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands // Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. V. 4. P. 35–44.
5. *Kos'ko M., Korago E.* Review of geology of the New Siberian Islands between the Laptev and the East Siberian Seas, North East Russia // Geology, Geophysics and Tectonics of Northeastern Russia: a Tribute to Leonid Parfenov. B.: Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 2009. P. 45–64.
6. *Miller E.L., Verzhbitsky V.E.* Structural studies near Pevec, Russia: implications for formations of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. V. 8. P. 1–19.

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

Ю.А. Загоровский¹

Роль постсеноманских тектонических движений и газового вулканизма в образовании и размещении залежей углеводородов на севере Западной Сибири

Миграция углеводородов (УВ) является важнейшим флюидодинамическим процессом [1]. Различные признаки миграции УВ характерны для северной, газоносной части Западной Сибири (ЗС), где ПАО «Газпром» добывается большая часть продукции. Есть здесь и сейсморазведочные признаки миграции УВ (рис. 1), известные с 1980-х годов [2, 3] как «инверсионные кольцевые структуры» (ИКС), «аномальные кольцевые зоны» (АКЗ). По верхним отражающим горизонтам (ОГ) это поднятие, по нижним – круглый в плане прогиб, амплитуда которого увеличивается вниз по разрезу до конца сейсмической записи. В последние годы три таких объекта были изучены глубокими скважинами, вскрывшими юрские отложения (ОГ Б) на Хальмерпаютинском, Пякхинском и Юрхаровском поднятиях. Скважины показали, что эти структуры с АКЗ – унаследованные антиклинальные поднятия. Круглые в плане прогибы на сейсмических временных разрезах ложные, образованы резким падением скоростей сейсмических волн (скорость примерно в два раза меньше относительно скорости вне АКЗ). Скважины вскрыли вертикальные цепочки высокодебитных газовых залежей с аномальным давлением, близким к литостатическому. То есть, АКЗ – это рабочие газовулканические аппараты центрального типа [4]. Известна связь крупных АКЗ с куполами антиклинальных структур. Большое количество уникальных и крупных по запасам природного газа и конденсата месторождений сопровождаются АКЗ: Уренгойское, Ямбургское, Юрхаровское, Харасавэйское, Ленинградское и др. [4]. В количественном отношении АКЗ больше всего в наиболее погруженных частях Западно-Си-

¹ Общество с ограниченной ответственностью «Газпром геологоразведка», Тюмень, Россия

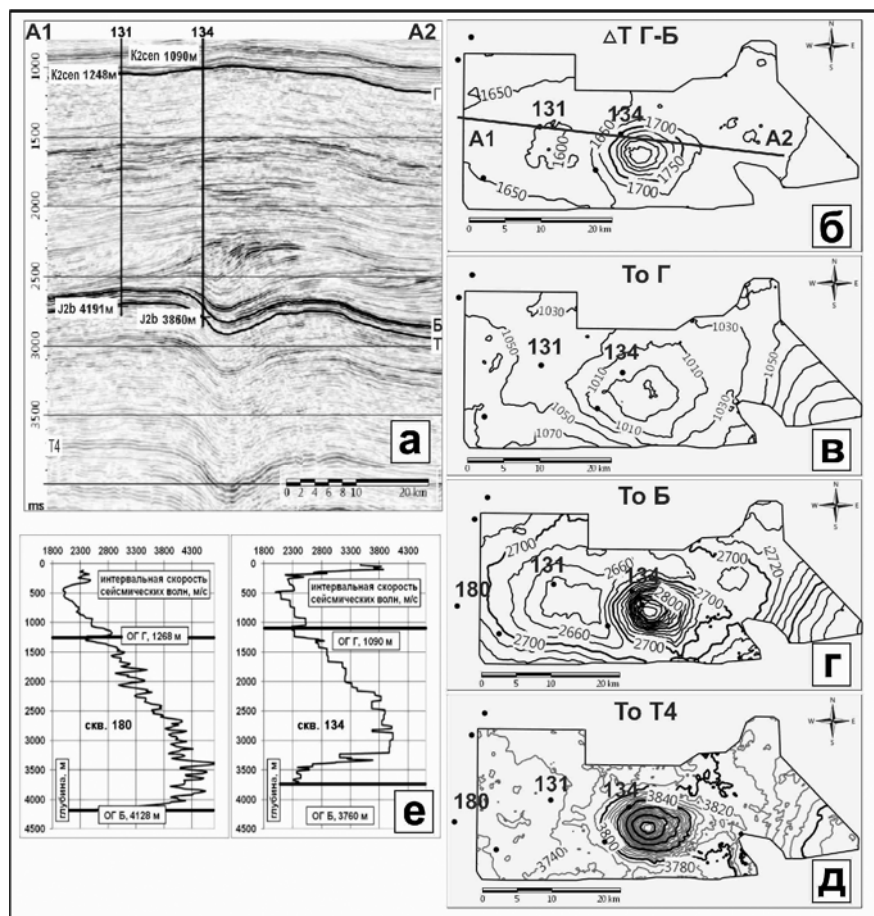


Рис. 1. АКЗ на Юрхаровском нефтегазоконденсатном месторождении: а – сейсмический временной разрез через скважины 131, 134; б – карта временных толщин между ОГ Г и ОГ Б; в – карта изохрон ОГ Г; г – карта изохрон ОГ Б; д – карта изохрон ОГ Т4; е – интервальные скорости сейсмических волн в интервале ОГ Г-ОГ Б по данным ВСП в скважинах 180 и 134

бирского осадочного бассейна: Большехетской и Южно-Карской впадинах [4]. Подобные объекты есть и в других нефтегазоносных бассейнах, например, на шельфе о.Сахалин, в Беринговом море.

Феномен АКЗ подчеркивает, что аномально высокое пластовое давление (АВПД) – следствие постоянной подпитки залежей потоками глубинных газов, не успевающих «рассосаться» в низкопроницаемых

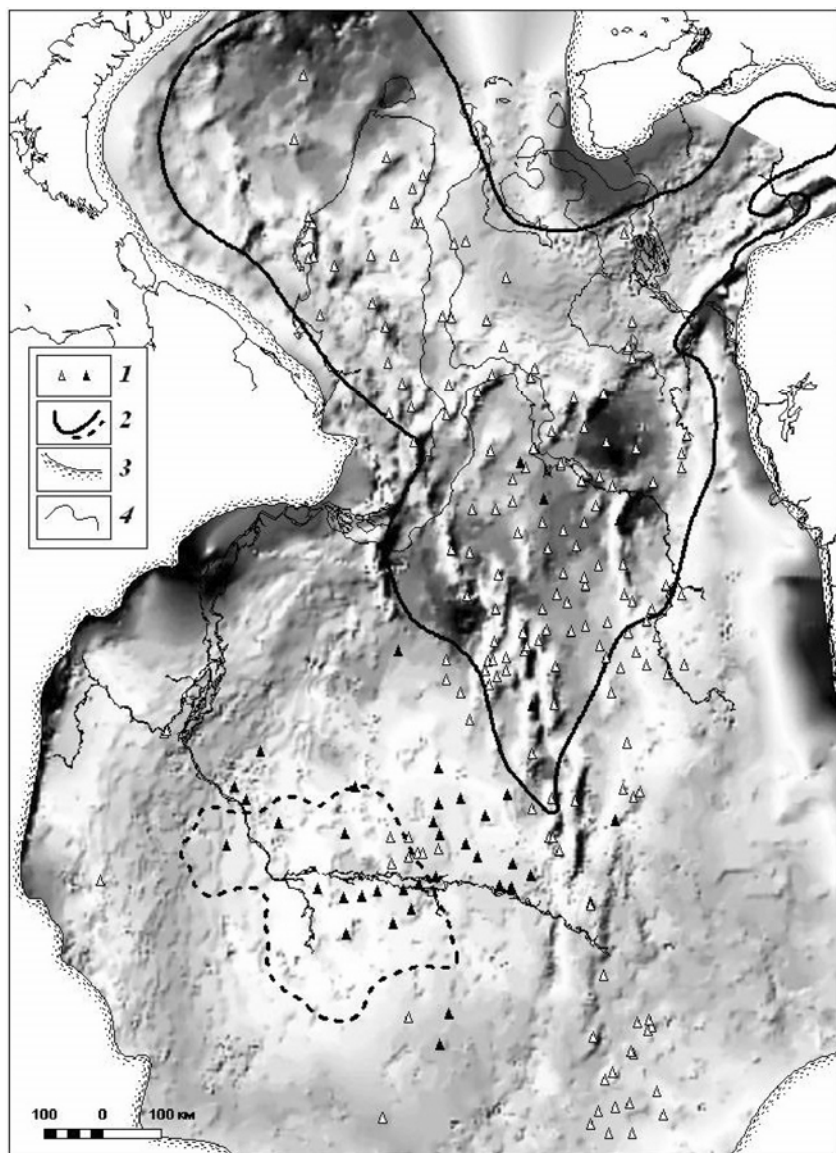


Рис. 2. Рельеф поверхности сеноманских отложений (ОГ Г) ЗС. Цифрами на карте обозначены: 1 – содержащие преимущественно газ (белые) и нефть (черные) крупные месторождения УВ; 2 – границы распространения АВПД в юрских отложениях, южная зона – по А.И. Гальченко; 3 – граница Западно-Сибирского осадочного бассейна; 4 – элементы гидрографии)

отложениях мела и юры [1]. АВПД характерны для северной, наиболее погруженной, газоносной части ЗС (коэффициент аномальности более 2, давления 800–920 атм.), к периферии ЗС давления становятся гидростатическими.

Известны различия в тектоническом строении газо- и нефтеносных частей ЗС [9, 10]. Нефтяные месторождения-гиганты – это изометричные структуры небольшой амплитуды, газовые – высокоамплитудные линейные складки неоген-четвертичного заложения (рис. 2). При образовании таких складок и происходило внедрение в осадочный чехол газа и формирование в его глубоких горизонтах АВПД [1, 5, 6].

Следствие этой модели – повсеместная газоносность отложений с АВПД, отсутствие в них крупных водоносных зон [7, 8]. Примеров объединения месторождений обширными залежами УВ с АВПД в ачимовских и юрских отложениях много. Это и Уренгойская группа месторождений, и открытое в 2015 г. в Нерутинской впадине Падинское месторождение, объединяющее залежи Песцового и Восточно-Медвежьего месторождений. В 2016 г. были получены притоки газоконденсата из отложений ачимовской толщи и средней юры на Западно-, Северо-Гамбейском и Тасийском месторождениях, по среднеюрским отложениям они объединились. Статистика испытаний пластов с АВПД в ЗС говорит об отсутствии связи характера притока с глубиной. Это позволяет оптимистично оценивать перспективы прироста запасов УВ за счет отложений ачимовской толщи и средней юры с АВПД в депрессионных зонах северных и арктических районов ЗС.

Литература

1. Аникиев К.А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. Л.: Недра, 1964. 168 с.
2. Гиригорн Л.Ш. Дисгармоничные поднятия в осадочном чехле севера Западно-Сибирской плиты // Советская геология. 1987. №4. С.63–71.
3. Гатаулин Р.М., Адиев Я.Р. Кольцевые структуры – "газовые трубы" севера Западной Сибири // Геофизика. 2003. Специальный выпуск к 70-летию "Башнефтегеофизики". С. 23–33.
4. Загоровский Ю.А. Связь флюидодинамических процессов с нефтегазоносностью глубоких горизонтов на севере Западной Сибири // Экспозиция Нефть Газ. 2016. №6. С. 48–51.
5. Наумов А.Л., Онищук Т.М., Дядюк Н.П., Иващенко А.Е., Киргинцева Г.А., Романенков В.А. Региональные тектонические перестройки и газоносность Западной Сибири // Геотектоника. 1983. №5. С. 67–73.
6. Наумов А.Л., Онищук Т.М. Модель абиогенного происхождения нефти по материалам Западной Сибири // Исследования и разработки по неорганическому на-

правлению в нефтяной геологии (материалы Кудрявцевских чтений 1988 года). Л.: ВНИГРИ, 1989. С.116–128.

7. Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Изд-во Академии горных наук, 2000. 218 с.

8. Нежданов А.А., Огибенин В.В., Давыдов А.В. Ретроспективный анализ эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Западной Сибири // Газовая промышленность. 2014. Спецвыпуск "Рынок природного газа в России: проблемы и перспективы". С. 113–118.

9. Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1969. Вып. 14. 278 с.

10. Рудкевич М.Я. Закономерности в размещении преимущественно нефтеносных и газоносных районов на севере Западно-Сибирской провинции // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1973. Вып. 70. С. 117–131.

В.Г. Захаров¹

Режим дрейфа крупных антарктических айсбергов при резонансе лунно-солнечных приливов и волны циклонической деятельности 1988–1989 гг.

Исследованиями режима и динамики ледников полярных областей и горных ледников Евразии и Южной Америки 1890–2012 гг. было выявлено: пик волны меридиональной южной циркуляции 1989 г., (доминирование до 200 дней в году элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) 13 л,з с циклоническим вихрем над полюсом) практически совпал с максимумом лунно-солнечных приливов в 1988 г. (рис. 1 А, Б, В). Наложение двух рассматриваемых процессов способствовало резкому усилению (резонансу) циклонической деятельности в планетарном масштабе. При этом в 1980–**1989**–2005 гг. осуществлялся наиболее интенсивный (выше среднего для XX столетия) привнос снежных осадков к ледникам, что вызвало их быстрое наращивание и повсеместные сёрджи, часто катастрофические [4–7].

В Северном полушарии в период резонанса рассматриваемых процессов была зафиксирована синхронность подвижек ледников Гренландии, Исландии, Шпицбергена, Северной Земли, Аляски, Памира, Алтая, Кавказа, Пакистана, Индии. Отмечена стабилизация ледников Новой Земли, Земли Франца-Иосифа.

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, Россия; e-mail: zakharov_vg@mail.ru

В Южном полушарии синхронность сёрджей также проявилась на полярных и горных ледниках Антарктиды, Южной Патагонии, Новой Зеландии, Центральных Анд, [4, 5].

Таким образом, в ходе всех рассмотренных ледниковых подвижек фазы их активизации всегда проходили синхронно. Указанные события имели планетарный характер и были вызваны резонансом максимума лунно-солнечных приливов (1988 г.) и волны циклонической деятельности (1980–1989–2000-е гг.). Это выразилось в интенсивном привносе снежных осадков в области питания ледников, их быстром наращивании и ледниковых сёрджах от Арктики до Антарктиды [4–7].

Для Антарктиды установлено: с конца XIX до начала XXI вв. подвижки (сёрджи) шельфовых и выводных ледников носили периодический характер и всегда происходили после грандиозных обломов айсбергов [6]. Согласно этим данным периоду резонанса лунно-солнечных приливов и волны циклоничности 1988–1989 гг. и, как следствие, сёрджей антарктических ледников 1989–1990-х гг., предшествовали самые значительные обломы антарктических айсбергов 1984–1988/89 гг. (районы 33 крупных шельфовых и выводных ледников) [4–6].

Известно, что в Прибрежном антарктическом течении (ПАТ) айсберги не тают и могут дрейфовать у побережий в течение нескольких лет, подолгу задерживаясь на отмелях. Так, один из трех крупных айсбергов (А-22, 23, 24), отделившихся от шельфового ледника Фильхнера в июле 1986 г. [6] уже 31 год находится перед ледниковым барьером (рис. 2 А). Осадка айсберга А-23 более 450 м (размеры 99.4 × 56.2 км), не позволяет ему выйти из подводного фьорда ледника Фильхнера и дрейфовать в ПАТ к Антарктическому полуострову. Полный дрейф айсберга 1967А, отделившегося от шельфового ледника Беллинсгаузена в 1966/67 г., составил 8.9 лет с задержкой в 5.1 года также у западного борта подводного фьорда ледника Фильхнера (рис. 2 А) [2, 6].

При переходе из холодного ПАТ в теплые воды Южного океана происходит интенсивное таяние айсбергов и отложение айсберговых осадков, окружающих материк сплошным поясом. Обломочный материал, перенесенный айсбергами (от тонких пелитовых частиц до валунов и глыб) составляет в них более 50% [9].

Ширина пояса айсберговых осадков колеблется в разных местах от 400 до 1200 км, составляя в среднем 500–750 км. Различная ширина зоны айсберговых осадков зависит от интенсивности поступления айсбергового осадочного материала в разных частях Южного океана, а также от интенсивности разбавления его на дне диатомовым материалом. Минимальная ширина зоны айсберговых осадков отмечается в тех местах,

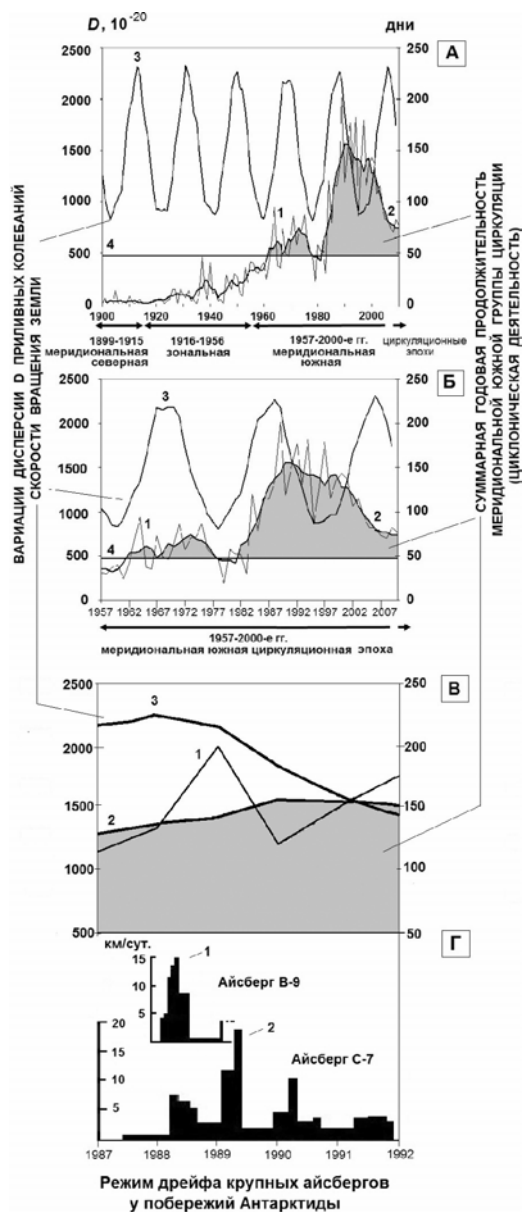


Рис. 1. Динамика продолжительности действия меридиональной южной циркуляции, лунно-солнечные приливы и режим дрейфа крупных антарктических айсбергов С-7 и В-9

А. 1 – многолетние колебания суммарной годовой продолжительности меридиональной южной группы циркуляции в днях за 1900–2010 гг. [8]; 2 – 5-летние скользящие средние продолжительности меридиональной южной группы циркуляции; 3 – вариации дисперсии D приливных колебаний скорости вращения Земли (в 10^{-20}) с 1891 по 2009 гг. [10]; 4 – средняя продолжительность действия группы. Границы циркуляционных эпох Северного полушария приведены в соответствии с типизацией Б.Л. Дзердзеевского [8]

Б. 1 – многолетние колебания суммарной годовой продолжительности меридиональной южной группы циркуляции в днях за 1957–2010 гг. [8]; 2 – 5-летние скользящие средние продолжительности меридиональной южной группы циркуляции; 3 – вариации дисперсии D приливных колебаний скорости вращения Земли (в 10^{-20}) с 1957–2009 гг. [10]; 4 – средняя продолжительность действия группы

В. 1 – многолетние колебания суммарной годовой продолжительности меридиональной южной группы циркуляции в днях за 1987–1992 гг. [8]; 2 – 5-летние скользящие средние продолжительности меридиональной южной группы циркуляции; 3 – вариации дисперсии D приливных колебаний скорости вращения Земли (в 10^{-20}) с 1987 гг. [10]; 4 – средняя продолжительность действия группы

Г. Режим дрейфа айсбергов шельфовых ледников Западный С-7 (1) и Росса В-9 (2) [2, 6]

где материковые льды не достигают берега, а оканчиваются в некотором удалении от него. Больше всего айсбергового материала поступает с участка ледникового покрова к востоку от 60° в.д., его количество вновь падает к морю Росса [9].

Из числа крупных айсбергов, обломившихся от края Антарктиды в 1984–1988/89 гг. и длительное время дрейфующих в пределах ПАТ (до и после резонанса лунно-солнечных приливов и волны циклоничности) были отобраны айсберги шельфовых ледников разных секторов Антарктиды: В-9 (Тихоокеанский сектор) и С-7 (Индокоеанский сектор) (рис. 1 А).

Айсберг В-9 (155×39 км) отделился от шельфового ледника Росса 1 января 1987 г. (данные по дрейфу только до февраля 1989 г.). Дрейф айсберга С-7 ($22 \times 36 \times 36$ км) шельфового ледника Западный начался в январе/феврале 1987 г., а 10 января 1992 г. айсберг находился уже значительно севернее Антарктического полуострова [2].

Несмотря на относительно короткую, используемую в работе продолжительность дрейфа айсберга В-9, все же прослеживается синхронность его хода с режимом дрейфа айсберга С-7. Она отчетливо проявилась в 1988 г., в начале 1989 г. при резонансе лунно-солнечных приливов и волны циклонической деятельности 1988–1989 гг. (рис. 1 В, Г, 2 А).

Наиболее показательным является режим дрейфа айсберга С-7 (рис. 2 А, Б).

Место и время образования айсберга С-7 были определены по космическим снимкам "Метеор-13", NOAA и MOS MESSER [2]. В январе–

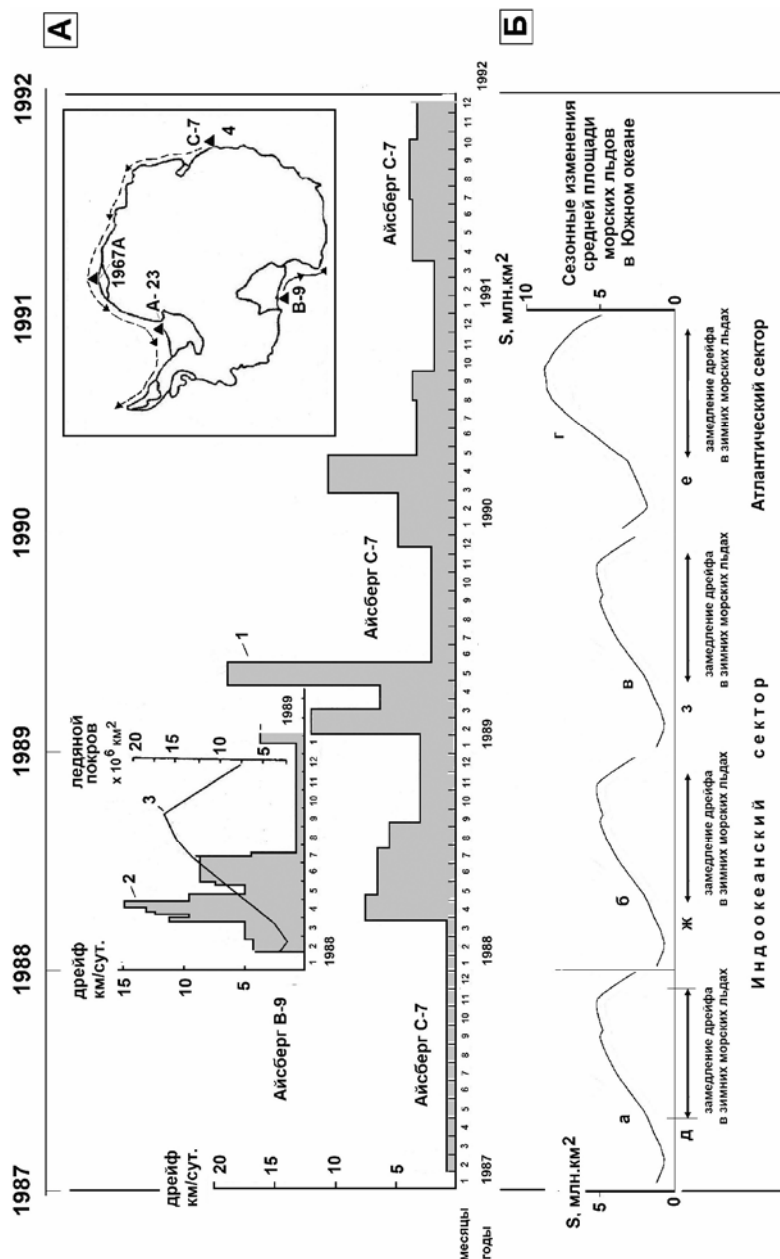


Рис. 2. Средние скорости дрейфа крупных антарктических айсбергов и сезонные изменения площади морских льдов в Южном океане

А. 1 – режим дрейфа айсберга С-7 шельфового ледника Западный в 1987–1992 гг. (Индокоеанский и Атлантический сектора Антарктики); 2 – режим дрейфа айсберга В-9 шельфового ледника Росса в 1988 – начале 1989 гг. (Тихоокеанский сектор Антарктики); 3 – изменение реальной площади морского льда в Южном океане [2]; 4 – районы образования айсбергов

Б. Изменения средней площади морских льдов в Индокоеанском (а, б, в) и Атлантическом (г) секторах Антарктики [3]; д, ж, з, е – периоды остановки, или замедления дрейфа айсбергов в связи с льдообразованием и становлением припая [1]

феврале 1987 г. айсберг С-7 отделился от края шельфового ледника Западный к востоку от купола Лескова. Было установлено: в общей сложности до 1 января 1992 г. айсберг С-7 продрейфовал 7172 км за 1818 дней, т.е. за 5 лет (рис. 1 А). Средняя скорость дрейфа составила 3,9 км/сут. Медленнее всего в (среднем по 0,8 км/сут.) айсберг двигался в начале дрейфа с 17 января 1987 г. до 19 марта 1988 г. Столь малые скорости были обусловлены остановкой айсберга в зимнем припае у шельфового ледника Эймери (май–ноябрь 1987 г.) (рис. 2 Б, а, д). Максимальная скорость дрейфа айсберга 19,1 км/сут. наблюдалась в период резонанса лунно-солнечных приливов и волны циклонической деятельности 1988–1989 гг. При этом резкое возрастание скорости дрейфа отмечалось с 13 апреля 1989 г. до становления припая 25 мая 1989 г. (рис. 2 А, Б, в, з).

На рис. 2 А приведены расчетные средние скорости дрейфа айсберга С-7, а также средние скорости дрейфа айсберга В-9, определенные по снимкам РЛСБО «Космос-1500» [2]. Эти данные позволяют проследить для 1988 и начала 1989 гг. одновременный ход изменений скорости дрейфа айсбергов, находившихся в разных частях Антарктики. На рис. 2 А видно, что скорости дрейфа айсберга В-9, несмотря на его значительные размеры (155×35 км), в начале 1988 г. были выше, чем айсберга С-7 (далее данные по дрейфу айсберга В-9 отсутствуют). Для обоих айсбергов характерно заметное увеличение скоростей дрейфа (особенно у С-7) с января/февраля 1988 с падением к середине июля (у В-9) и в конце августа (у С-7) 1988 г., т.е. к началу ледостава.

Такие изменения скоростей дрейфа айсбергов С-7 и В-9 хорошо объясняются годовым ходом образования ледяного покрова в Южном океане (рис. 2 А, 3, 2 Б, б, ж) [2]. Согласно этим данным, а также [1], при наибольшем распространении льда в Южном океане вокруг Антарктиды и естественно в условиях становления припая, скорости дрейфа айсбергов уменьшаются, а при наименьшем распространении льда в конце лета – начале осени, скорости дрейфа в несколько раз возрастают.

Выше было показано: для Антарктиды с конца XIX до начала XXI вв. по изменениям положений края исследуемых ледников была полу-

чена периодичность подвижек (сёрджей) антарктических ледников с наращиванием площадей и объемов, а также резких отступаний края в результате обломов айсбергов [6, 7].

Были выделены следующие периоды колебаний края антарктических ледников: 1893–1902; **1902–1910**; (с 1912 по 1934 г. данные отсутствуют), **1935–1939**; 1947–1949; **1955–1957**, **1958–1960**; 1961–1965; **1970–1983**; 1984–1988; **1989–1994**; 2001–2004; **2005–2009** гг.

Периоды максимальных продвижений фронтов плавающих частей ледников (сёрджи) в сторону моря даны жирным шрифтом и подчеркнуты, промежуточные периоды наступаний отмечены только жирным шрифтом. Периоды крайних южных положений фронтов ледников при их отступаниях в результате облома айсбергов показаны обычным шрифтом [6, 7].

В целом особенности динамики края антарктических ледников за исследуемый период можно охарактеризовать следующим образом.

Периоды наступаний (подвижек) ледников всегда тесно связаны с повышением уровня моря у края морских ледников при действии циклонов и нагонах воды. Реакция плавающих частей ледников в этих условиях выражается в отрыве их от донных поднятий и увеличении скорости продвижения в сторону моря (возрастание айсбергового стока). При этом скорость дрейфа айсбергов, отделившихся от ледников также увеличивается.

Периоды замедления темпов продвижения края ледников в сторону моря и отступления фронтов в результате облома айсбергов наблюдаются при понижениях уровня моря, сгонах воды, посадках плавающих частей на донные поднятия [6, 7]. Скорость дрейфа отделившиеся айсбергов в это время также падает.

Обобщая представленные результаты, можно заключить, что данные об изменениях режима дрейфа айсбергов В-9 и С-7 при резонансе максимума лунно-солнечных приливов 1988 г. и волны циклонической деятельности 1989 гг., а также взаимосвязи реакции края плавающих частей антарктических ледников и режима дрейфа крупных айсбергов (сёрджи, резкие ускорения движения при нагонах и повышениях уровня) позволяют оценить планетарный характер явлений, происходящий в это время в прибрежных антарктических водах.

Прежде всего, это надежные индикаторы динамики водных масс, изменений уровня моря в Прибрежном антарктическом течении (ПАТ) и характера циркуляции атмосферы, как в Южном, так и Северном полушариях.

Ярким показателем кардинальной смены интенсивности циркуляции в ПАТ и снижением уровня моря являются случаи многолетних задер-

жек крупных айсбергов большой осадки (1967А и А-23) на западе подводного фьорда шельфового ледника Фильхнера (рис. 2 А).

Литература

1. Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 256 с.
2. Глазовский А.Ф., Захаров В.Г. Место образования и полный дрейф айсберга С-7 у побережья Антарктиды // Материалы гляциол. исслед. М.: 1996. Вып. 80. С. 84–86.
3. Захаров В.Ф. Морские льды // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М.: ВИНТИ, 1997. Т. II. Кн. 2. С. 68–72.
4. Захаров В.Г. Влияние резонанса лунно-солнечных приливов и волны циклонической деятельности 1988–1989 гг. на синхронизацию Сёрджей Арктических, Антарктических и континентальных ледников // Тектоника современных и древних океанов и окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2017. Т. 1. С. 134–139.
5. Захаров В.Г. Планетарный характер сёрджей ледников (от Арктики до Антарктиды) при резонансе лунно-солнечных приливов и волны циклонической деятельности 1988–1989 гг. // «Космос и Биосфера», Материалы XII Международной Крымской конференции. 2–6 октября 2017 г. Алушта, 2017. С. 84–89.
6. Захаров В.Г. Колебания ледников Антарктиды М.: Аккоринформиздат, 1994. 128 с.
7. Захаров В.Г., Сидоренков Н.С. Влияние лунно-солнечных приливов на айсберговый сток Антарктиды // Метеорология и гидрология. 2013. № 2. С. 49–55.
8. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.
9. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане М.: Наука, 1994. 448 с.
10. Сидоренков Н.С. Лунно-солнечные приливы и атмосферные процессы // Природа. 2008. № 2. С. 23–31.

**Соотношение коллизионного и траппового магматизма
Таймыра по геологическим данным и результатам
компьютерного моделирования**

Коллизионный и трапповый магматизм Таймырской складчатой области. Таймырская складчатая область северного обрамления Сибирской платформы – одна из крупнейших структур Арктики. В ее составе выделяются три зоны – Северо-, Центральнo- и Южно-Таймырские. Границами зон являются крупные надвиги: Главный Таймырский и Пясино-Фаддеевский. Северо-Таймырская зона сложена ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами а также амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллосланцами. В составе Центральнo-Таймырской зоны выделяются дорифейские Мамонто-Шренковский и Фаддеевский кратонные блоки (террейны), а также метаморфизованные магматические, вулканогенно-осадочные и карбонатные образования преимущественно рифейского возраста, перекрытые венд-раннекаменноугольным чехлом. Южно-Таймырская зона – прогиб, выполненный осадочными, карбонатными и вулканогенно-осадочными породами с возрастом от ордовика до триаса [1, 2, 5].

Согласно В.А. Верниковскому [2] развитие Таймырской складчатой области началось в позднем рифее с аккреции и коллизии островной дуги и континентальных блоков с корой раннепротерозойского возраста. В венде произошла коллизия аккреционного блока с Сибирским континентом, после чего область развивалась как пассивная окраина вплоть до позднего карбона – ранней перми, когда произошла коллизия Карского и Сибирского континентов. Этот этап коллизии (306–258 млн лет) зафиксирован известково-щелочным гранитным магматизмом и зональным метаморфизмом [2, 3]. В интервале от 264 до 247 млн лет проявился постколлизионный гранитоидный магматизм латитового ряда, который сменился интенсивным трапповым магматизмом на границе перми и триаса (249–242 млн лет).

В Таймырской складчатой области к коллизионным магматитам относятся гранитоиды, разделенные на три типа: автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные [2]. Первые развиты преимущественно в Северо-Таймырской зоне, остальные распространены более широко. В пре-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

² Университет «Дубна», г. Дубна, Московская область, Россия

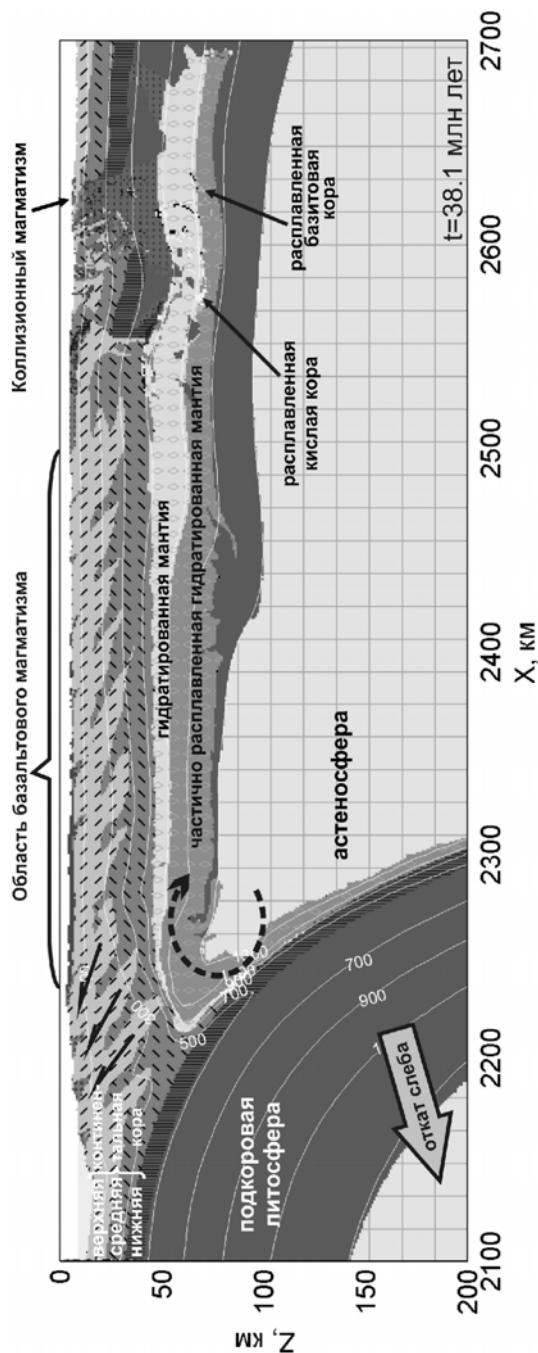


Рис. Результаты моделирования континентальной коллизии для момента 38.1 млн лет после начала конвергенции. Модель показывает откат деляминирующей погружающейся литосферы и подъем горячей астеносферы под расширяющийся ороген, что вызывает формирование обширной области базальтового (траппового) магматизма. Односторонними стрелками показаны надвиги, круговой пунктирной – движение горячей мантии

делах Центрально-, Южно-Таймырских зон они прорывают толщи позднерифейских метаморфитов и осадочных пород венда – среднего палеозоя.

Трапповый магматизм особенно широко развит в Южно-Таймырской зоне и представлен туфобазальтовой, габбродолеритовой, троктолит-габбродолеритовой формациями [4]. Мощности и площади развития эффузивных образований закономерно уменьшаются с запада на восток. В пермских отложениях преобладают силлы и дайки габбродолеритов. В пределах Северной и Центральной зон трапповый магматизм фиксируется многочисленными дайками, реже силлами и небольшими телами долеритов, габбродолеритов и габбро [1, 4]. Нами наблюдались дайки и силлы долеритов очень свежего облика в обнажениях бортов рек Становой, Мамонта, Шренка, Ленивой, Гранатовой, береговых обрывах Берега Харитона Лаптева. В большинстве случаев дайки мощностью от 0.2 до 10 м имеют крутое ($70-80^\circ$), иногда вертикальное залегания и различные простираия. Их минеральный и химический состав весьма близок к высокотитанистым разностям трапповой формации Южно-Таймырской зоны.

Такая пространственная и временная связь коллизионного и траппового магматизма не может быть случайной. Характер их взаимоотношения является одной из главных проблем геодинамической эволюции Таймырской складчатой области. Преобладающая в настоящее время точка зрения о плюмовой природе траппового магматизма региона не учитывает его связь с коллизионным процессом, которая на наш взгляд очевидна. Трудно представить, что поднятие горячей мантии, необходимое для формирования базальтового магматизма, происходит совершенно независимым образом и никак не связано с развитием коллизии, в которую вовлечены значительные объемы литосферы и подлитосферной мантии.

Результаты моделирования. В работе использован оригинальный согласованный код для двумерного термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов, разработанный Т.В. Герей с коллегами [6]. Начальное состояние модели – два блока континентальной литосферы мощностью 100–120 км, разделенные океаническим бассейном, скорость конвергенции 3–5 см/год. Океаническая кора (7 км) имеет двухслойное, а континентальная кора (30 км) – трехслойное строение. Более подробно характеристики и особенности модели описаны в [7].

В ходе конвергенции происходит субдукция океанической литосферы под активную окраину правого континента, после закрытия океанического бассейна начинается континентальная коллизия. На ранних

стадиях коллизии при погружении материала верхней и средней коры левого континента происходит его прогрев и частичное плавление, что приводит к развитию кислого гранитоидного магматизма в значительном объеме. В процессе коллизии формируется ороген (до 4–5 км в высоту), развиваются разрывные нарушения, надвиги и скучивание континентальной коры.

В ходе конвергенции из-за гидратации понижается прочность и снижается температура плавления надсубдукционного астеносферного клина и вышележащей континентальной литосферы. Происходит деляминация и откат погружающейся континентальной литосферной мантии и нижней коры (рисунок), что приводит к подъему под ороген горячей частично расплавленной влажной астеносферной мантии, в которой в значительном объеме генерируется базальтовый расплав. Это дает начало новой стадии развития коллизии – проявлению базальтового (траппового) магматизма.

Ороген, подстилаемый поднимающейся горячей и частично расплавленной астеносферной мантией, расширяется в сторону субдуцирующего литосферного блока. Над субдуцирующей частью плиты возникает локальная конвективная ячейка (рисунок, круговая пунктирная стрелка). За счет этого происходит быстрый разогрев фронтальной части орогена, что создает условия для существенной переработки (метаморфизм и частичное плавление) пород верхней и средней коры, а также осадков. В течение 15 млн лет образуется ороген, ширина которого составляет более 400 км, при этом протяженность зоны базальтового (траппового) магматизма составляет около 200 км при мощности 1–2 км. Результаты моделирования достаточно хорошо согласуются с геологическими данными как по продолжительности формирования, так и по размеру области проявления магматизма.

Отметим, что разогрев и плавление мантии, вызывающие базальтовый магматизм, происходят в пределах общего этапа коллизионного взаимодействия и без привлечения дополнительных внешних источников (например, плюма). Такое объяснение представляется нам более предпочтительным по сравнению с чисто плюмовой гипотезой.

Работа выполнена с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ.

Литература

1. Беззубцев В.В., Залялеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1:500 000: Объяснительная записка. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.

2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.
3. Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю. и др. Коллизионный метаморфизм Таймыра // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Springer, 2017. С. 57–59.
4. Проскурин В.Ф., Гавриш А.В., Межубовский В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:1 000 000. Серия Таймырско-Североземельская. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.
5. Проскурин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 23–40.
6. Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Interiors. 2003. V. 140. P. 293–318.
7. Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A. et al. Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // Tectonophysics. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>

М.С. Здрокова¹, В.Г. Владимиров^{1,2}

Экзгумация высокобарических пород Чарского офиолитового пояса (Восточный Казахстан)

Высокобарические породы Чарского офиолитового пояса наиболее полно представлены в районе п. Буршабулак. Это тектонический меланж с включениями гранат-барруазитовых сланцев, амфиболитов, эклогитов, метабазальтов, гранатовых клинопироксенитов и метакремней [1–7 и др.]. По кинематике деформаций пород все скальные обнажения можно подразделить на три структурные группы. Для первой структурной группы характерны крутопадающие плоскости скалывания, представленные поверхностями течения, кливажа, либо сланцеватости. Вдоль плоскостей скалывания в форме концентрации линейности течения и растяжения наблюдается устойчивый субвертикальный транспорт материала. Непосредственно в обнажениях можно наблюдать складки

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

течения, имеющие характерную мешковидную форму с совпадением ориентировки шарнира и направления растяжения. На микроуровне можно видеть, что высокобарические породы интенсивно деформированы, претерпевая как пластическое, так и хрупко-пластическое течение. Наблюдается как син-, так и пост-кинематическое минералообразование. На примере первой структурной группы можно проследить, как в процессе эксгумирования происходило деформирование пород с последовательным разрушением и сменой ранних минеральных агрегатов более поздними.

Скальные обнажения, относящиеся ко второй структурной группе, встречаются в краевой части меланжа. В отличие от предыдущей группы, здесь характерны признаки полистадийных деформаций. Как правило, это перекрестная складчатость, формирующаяся при наложении субгоризонтальных складок волочения на ранние мешковидные структуры. Как и для первой структурной группы, в породах на макро- и микроуровне можно наблюдать полосчатость течения с обособлением и фрагментацией наиболее жестких агрегатов, концентрацией отдельных минералов в зонах пониженного давления. Однако ориентировка транспорта материала изменена вследствие наложенных тектонических процессов. Помимо метаморфизованных базальтов, ко второй группе отнесены и отдельные обнажения метакремней. Их изучение позволяет говорить, что они также деформированы, при этом деформации происходили на достаточных глубинах и при относительно высоких температурах.

Третья структурная группа включает преимущественно обнажения серпентинитового меланжа, являющегося матриксом для высокобарических пород. Для пород третьей группы характерны признаки хрупких и хрупко-пластичных деформаций сдвигового генезиса с левосторонней субгоризонтальной кинематикой. Здесь же, можно наблюдать и складки волочения, однако, в отличие от двух предыдущих групп, условия их образования отвечают не глубинным, а гипабиссальным уровням земной коры. Обнажения третьей группы часто приурочены к зонам сочленения пород меланжа с перекрывающими карбонатно-терригенными отложениями. По характеру взаимоотношений, в подошве карбонатно-терригенных пород на границе с серпентинитовым меланжем, фиксируется субгоризонтальная тектоническая зона интенсивно деформированных пород (детachment).

Структурно-метаморфическое картирование высокобарических пород в сочетании с изотопно-геохронологическими исследованиями позволило установить, что выведение высокобарических пород на современный уровень происходило в два основных этапа. Ранний (ордовикский) этап характеризуется выведением пород до абиссальных, либо

мезоабиссальных уровней земной коры. Поздний (пермский) этап связан с процессами «unroofing» в период герцинской тектонической активизации региона, когда в обстановках синдвигового растяжения отложения Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна, перекрывающие высокобарические породы, были «сняты» с нижнекоровых образований.

Детальные исследования процессов раннего этапа эксгумации показали, что высокобарические породы претерпели сложный полистадийный процесс структурных и минеральных преобразований. Можно показать, что даже в пределах одного образца на микроуровне наблюдается последовательное изменение деформационных структур, сопровождаемое изменениями фазового минерального состава, либо перекристаллизацией. Это позволило выделить последовательность синкинематических минеральных парагенезисов и оценить P – T -условия их образования. Расчеты проводились в ПО «Thermocalc» [Holland, Powell, 1998] с предварительными оценками возможных параметров по Hbl-Pl термометру [8].

Было установлено, что вариации по температуре (558–607 °C) незначительны, в то время как вариации по давлению достигали 3–4 кбар (от 7.8 до 12.5). Поскольку рассматриваемые группы были «жестко» привязаны к последовательно развивающимся деформационным событиям, а оценки P – T -условий минеральных преобразований значимо отличаются, то можно говорить, что при погружении пород происходило увеличение давления на 4 кбар (с 8.6 до 12.5 кбар), т.е. можно допустить, что было относительное погружение на 12–15 км, достигая возможных глубин ~40 км. Далее последовало активное тектоническое экспонирование практически на «исходные» глубины, отвечающие 7–8 кбар при возможной интерполяции до 5 кбар.

Аналитические работы выполнены в ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» («Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS»). Исследования проведены в рамках выполнения базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН № VIII.72.2.2 и Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ).

Литература

1. Волкова Н.И. и др. Эклогиты Чарской зоны, СВ Казахстан: новые геохимические и геохронологические данные // Геохимия. 2016. № 2. С. 224–230.
2. Волкова Н.И. и др. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. №2. С. 1–16.

3. Волкова Н.И. и др. Геохимия метаморфизованных пиллоу-базальтов Чарской зоны, Северо-Восточный Казахстан // Корреляция алтаид и уралид: материалы совещания, Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 26–27.

4. Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири: труды геоф. СО АН СССР, Новосибирск: Наука, 1979. № 441. С.196–219.

5. Ермолов и др. Офиолиты. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981, 180 с.

6. Полянский Н.В. и др. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1979. №5. С. 66–76.

7. Хомяков В.Д. Петрология офиолитов Чарской зоны (Восточный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Усть-Каменогорск, 1984.

8. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrology. 1994. V. 116. P. 433–447.

9. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metam. Geology. 1998. V. 16. P. 309–343.

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук¹

О тектонической активности поверхности Земли в некоторые докислородные периоды её существования

Первичная земная кора, возникшая около 4 млрд лет тому назад, состояла из анортозитов, залегающих на тонком сиалическом слое. Кора изменяла свой облик в результате вулканических и тектонических процессов, а также под интенсивным метеоритным бомбардированием. Происходили процессы анатексиса базитовой земной коры [2, 3], сопровождаемые выветриванием и возникновением ядер континентов, превратившихся в будущем в докембрийские щиты. В катархее началась дифференциация земной коры, приводящая к возникновению своеобразных островов проконтинентальной коры, сложенной вулканогенными комплексами так называемых «серых гнейсов», образующих на месте метеоритных кратеров овальные структуры, а в депрессиях между ними накапливался осадочно-вулканогенный материал. В начале архея указанные депрессии преобразуются в зеленокаменные пояса. В конце архея последние нарастили мощности земной коры до 30–40 км. Эта консолидированная кора уже имела трехслойное строение:

¹ Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный, Россия

гранулитовый, тоналитовый (серые гнейсы) и метаосадочно-вулканогенный пояса. Процесс кратонизации земной коры в докембрийское время связан [1, 3] с проявлениями глобальных тектоно-магматических эпох. В это время зарождались кратоны докембрийских платформ, с которыми связаны древние алмазоносные трубки [2, 4]. В конце архея (2.6 млрд лет) были ликвидированы морские бассейны в пределах зеленокаменных поясов (первые геосинклинальные бассейны). В это же время проявились процессы образования земной коры, мощная гранитизация и возникли ядра будущих древних платформ.

В начале раннего протерозоя (афебия) земная кора достаточно охладилась и начала раскалываться большими глубинными разломами. Разделение около 2 млрд лет области платформ и геосинклиналей было четким и кора уже имела двухслойное строение (гранитогнейсовый и ультрабазитовый), прогрессивно возникшее за счет регрессивного метаморфизма. Считается [1–4], что первичными породами земной коры были сиалические образования, являющиеся наиболее древними, а породы базальтового слоя – более поздними. В целом ранний протерозой характерен появлением кислорода (за счет фотосинтезирующих организмов), возникновением красноцветных пород, мощных толщ железистых кварцитов (джеспилитов), карбонатных пород, древних моренных пород (первых оледенений на земном шаре). Завершился ранний протерозой карельской (гудзонской, свекофеннской) тектоно-магматической эпохой, в результате которой сформировались древние платформы [2, 3]: Восточно-Европейская (Русская) – ВЕП, Сибирская (СП), Китайская (КП), Таримская (ТП), Северо-Американская (Канадская), Южно-Американская (ЮАП), Африканская (Африкано-Аравийская), Индостанская (ИП), Австралийская (АП) и Антарктическая АнП). Около 1.6–1.7 млрд лет назад упомянутые платформы образовывали единый материк – Мегатею (Великую Землю), вокруг которой была океаническая акватория. В начале позднего протерозоя (рифей) отчетливо развивается прообраз современного тектонического строения Земли – платформенно-геосинклинального. По периферии Мегатеи наращивается континентальная кора и закладываются геосинклинальные прогибы (пояса): Грампианский (Каледонский), Иннуитский, Аппалачский, Урало-Монгольский, Средиземноморский (Палеотетис), Западно- и Восточно-Тихоокеанский. На платформах и границах авлакогенов (линейные впадины или рифтовые зоны на платформах) формировались мелководные морские и континентальные отложения, хлоридно-карбонатно-сульфатные образования, карбонатные породы (доломиты и известняки), железистые кварциты и пластовые отложения фосфоритов, красноцветные песчанистые породы (возникшие в условиях аридного жаркого конти-

нентального климата), тиллиты (образовавшиеся в условиях позднерифейского оледенения 750–800 млн лет назад).

Рифей, продолжавшийся свыше 1 млрд лет характеризуется следующими тектоно-магматическими эпохами: а) готской – конец раннего рифея – 1.5–1.4 млрд лет; б) гренвальской – конец среднего рифея – 1 млрд лет; в) дальсландской – 0.9–0.8 млрд лет; г) байкальской – 650 млн лет тому назад. Последняя имеет большое значение, поскольку с ней связаны интенсивные процессы магматизма, метаморфизма и складкообразования. Благодаря байкальской складчатости расширились древние платформы, в пределах которых зафиксированы проявления мощного кимберлитового магматизма, наиболее древнего на СП. В южном полушарии возник [4] суперконтинент Гондвана. К ВЕП присоединилась складчатая структура Тимана, к Сибирской – байкалиды Забайкалья, Патомского нагорья, Енисейского и Туруханского краёв, заложившие [3] фундамент Сибирской кимберлитовой провинции (СКП). Завершает поздний протерозой вендский период, начало которого знаменовалось лапландским оледенением. Начался он 670–650 млн лет тому назад и продолжался до 90–100 млн лет. Вендский период характерен образованием на древних платформах зрелой коры континентального типа, что значительно изменило существование биоты на земном шаре.

Ранний (кембрий, ордовик и силур) и поздний (девонский, каменноугольный и пермский периоды) палеозой, отвечающие каледонскому и герцинскому тектоногенезам, характеризуются обширным проявлением различных животных. Кембрийская скелетная революция имеет [3] геолого-экологическое и биохимическое объяснение. Заметное увеличение количества свободного кислорода в придонной зоне привело к тому, что покровные протеиновые оболочки позвоночных стали твердыми защитными образованиями на организмах шельфа. Водные палеоэкосистемы в ордовикский период развивались еще более интенсивно (граптолиты, морские лилии, брахиоподы, трилобиты) среди водной растительности. В силурийский период позвоночные начали осваивать континентальные пресноводные бассейны, появляются гигантские рако-скорпионы. Девонский период положил начало бурному развитию раннепалеозойского органического мира Земли. Бурное развитие растительного покрова обусловило интенсивное насыщение свободным кислородом атмосферы, приводящее к развитию факторов физического, химического и биологического выветривания горных пород (в том числе и ранних фаз внедрения кимберлитов). Горообразовательные процессы герцинского тектоногенеза, которые сопровождались вулканической деятельностью, обуславливали изменение облика Земли и состав атмосферы. Последняя содержала значительное количество углекислого

газа и биологически важнейших веществ, необходимых для бурного развития каменноугольной растительности. Начиная со среднего карбона, уже были известны три палеогеографические области: Северная (Тунгусская), Центральная (Вестфанская) и южная (Гондванская). Пермский период в развитии позднепалеозойской биоты являлся завершающим. Климат стал более континентальным, что отразилось на перестройке палеоэкосистем и пермского вымирания живых организмов. Этот период характеризуется завершением унаследованной от карбона герцинской складчатости. Наиболее четко горообразовательные движения, процессы магматизма и метаморфизма в геосинклинальных поясах проявились во время раннепермской эпохи, а в конце перми они вовсе завершились. Преобразовались в горные сооружения области Урало-Монголо-Охотского пояса, на севере Средиземноморского пояса (Герцинская Европа, Донбасс, Скифская плита, Добруджа). В начале пермского периода сформировался единый океанический Прото-Тихоокеанский бассейн и его гигантский Палеотетический залив. К этому времени относится [2, 3] процесс одной из завершающих субдукций в пределах Атлантического океана к СП, нарастивший мощность алмазодносного сибирского авлакогена, где в мезозойскую эру проявился многоэтапный кимберлитовый магматизм, начавшийся с позднего кембрия, ордовика, силура, девона, каменноугольного и пермского периодов.

Каледонский период складчатости (тектогенеза) длился [1–3] от среднего кембрия до границы силура и девона, сопровождаясь заметными проявлениями магматизма и тектоническими процессами. Он характеризуется обширной регрессией эпиконтинентальных морских бассейнов в пределах СП в частности и Лавразии в целом. С этой регрессией связано существенное изменение климатического режима. Более ранний морской климат эволюционировал в засушливый аридный на осушенных территориях. Образование больших пространств суши и возникновение своеобразных палеоландшафтов было одним из благоприятных факторов завоевания палеозойской биотой абиотического континента. Герцинский период складчатости (тектогенеза) характеризуется наличием следующих фаз: а) от середины девона до его конца; б) от конца раннего карбона до конца среднего карбона; в) от границы ранней и поздней перми до границы перми и триаса. Все эти фазы проявились в максимальной регрессии эпиконтинентальных морских бассейнов (максимум в поздней перми и раннем триасе), произошло существенное осушение больших территорий, дифференциация климатического режима. Во время максимальной морской регрессии на территориях северного полушария воцарился жаркий аридный климат. Изменение соотношения «море–континент» влияло на климатические условия

на Земле и, в конечном итоге, на перестройку палеоэкосистем и биосферы в целом в течение палеозойской эры. Этапы трансгрессий и регрессий совпадали с формированием срединно-океанических хребтов и глубоководных впадин в океанах. В палеозое имели место глобальные трансгрессивно-регрессивные циклы: кембрийско-силурийский и девонско-пермский, которые отвечали каледонскому и герцинскому тектоноорогеническим циклам. Эпиконтинентальные моря были максимально распространены в раннем силуре и среднем девоне, а их регрессия влияла на времена раннего кембрия, позднего силура и перми.

Приведенный анализ тектонического развития Земли позволяет отметить, что палеоэкологическое состояние нашей планеты можно разделить на два основных временных периода: а) состояние до появления свободного кислорода; б) состояние с появлением свободного кислорода и развитием фотосинтеза. В первом (докислородном) периоде экологическое состояние планеты определялось составом и концентрацией газов, которыми была насыщена еще не охлажденная Земля. Это были азот, аммиак, водород и отравляющие газы (H_2S , хлор и др.), которые выделялись из вулканических источников. Они проникали на поверхность через региональные разломы и жерла вулканов, через поры еще не спрессованных, рыхлых осадочных пород. Если эндогенные процессы представлены были геолого-тектоническими явлениями в недрах Земли, то внешние факторы отражались в первую очередь на изменении климата. На протяжении миллионов лет геологического времени климат на нашей планете был восстановительным поскольку свободного кислорода в атмосфере еще не было. Ультрафиолетовое излучение достигало поверхности суши и воды. При отсутствии кислорода в атмосфере не существовало и озонового слоя, способного экранировать пагубное воздействие ультрафиолетового излучения Солнца, губительного как для примитивных живых организмов, так и гипергенного изменения магматических и осадочных пород.

Литература

1. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 220 с.
2. Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Пизнюр А.В., Ягнышев Б.С. Факторы минералообразования и некоторые экологические аспекты кимберлитов. Воронеж: ВГУ, 2003. 110 с.
3. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование и алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
4. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

О некоторых аспектах палеотектонического развития и проявлений кимберлитового магматизма на Восточно-Европейской платформе

На Восточно-Европейской платформе (ВЕП) наиболее перспективными для поисков кимберлитов является [1–4] Архангельская алмазная провинция (ААП), в пределах которой выделяются Архангельский и Мезенский нуклеары, кристаллический фундамент которых сложен архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими породами, выходящими на дневную поверхность в Карелии и на Кольском полуострове. В северо-восточной части Балтийского щита, куда, кроме названных структур, входят также Северная Скандинавия и Финская Лапландия, различается ряд складчатых зон общего северо-западного простирания, составляющих область карельской складчатости (карелиды) нижнего и среднего протерозоя. Через центр субпровинции протягивается Беломорский массив, продолжением которого в Мезенской впадине является Северо-Двинский массив [1, 3]. В системе карелид эти массивы представляют собой антиклинории складчатости северо-западного простирания, осложненной наложенной складчатостью северо-восточного направления, которые сложены гнейсами, гранито-гнейсами, гранулитами и основными породами, абсолютный возраст которых колеблется в широких пределах – от 3500 (катархей) до 1950 млн лет (возраст ранней фазы складчатости карелид). Наиболее распространены гранито-гнейсы с возрастом 2600 млн лет (возраст архейской складчатости) и древнее. Беломорида, являясь фундаментом для раннепротерозойских коллизионных поясов, были вместе с ними вовлечены в складчатость и ретроградный повторный метаморфизм, вследствие чего оказались омоложенными. Стабильные глыбы срединных массивов и протерозойской протогеосинклинали не подвергались глубокой тектоно-термальной переработке и на многих участках сохранили первозданную складчатую структуру, характерную для катархей и архей. В экватории Белого моря между Онежской губой и Мезенским заливом и в бассейне нижнего течения р. Северная Двина наблюдается расширенная зона беломорид с мозаичной нелинейной складчатостью. Беломорский кратон на северо-востоке граничит [3] со складчатой Кольской

¹ Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный, Россия

зоной карелид по глубинному тектоническому шву. В Мезенской впадине её продолжение именуется Мезено-Вычегодской зоной, состоящей из ряда линейно вытянутых антиклинориев и синклинориев. Антиклинории сложены гнейсами и гранитами архея, а синклинории – в основном мощными осадочно-вулканогенными комплексами нижнего и среднего протерозоя. Нижние карелиды представлены сланцами, амфиболитами и гнейсами. Среднепротерозойские образования, перекрывающие несогласно нижние карелиды, залегают в зеленокаменных прогибах.

В антиклинориях встречаются непереработанные карельской складчатостью и метаморфизмом породы с возрастом 2600–2870 млн лет и даже древнейшие катархейские образования с возрастом до 3500 млн лет. В северной части Кольской зоны выделяется крупный Мурманский массив, надвинутый на её южную часть. Этот массив образован древнейшими гранитоидами с сохранившимися среди них реликтовыми блоками гнейсов и амфиболитов, которые сильно переработаны карельской складчатостью и прорван многочисленными интрузиями гранитов карельского возраста. Центральная часть Мезенской впадины пересечена глубоким Кандалакшским синклинорием, сложенным амфиболитами зеленокаменного прогиба. На юго-западе Беломорско-Северодвинский кратон граничит с Карельской зоной карелид. К северо-востоку от Мурманского пояса кристаллический фундамент переработан байкальской складчатостью Тимана. История геолого-тектонического развития ВЕП, как единого консолидированного континентального образования, начинается [1–3] с заложения в рифее многочисленных авлакогенов, раздробивших платформу на крупные блоки, развивающиеся в течение последующей геологической истории в ранге антеклиз, синеклиз, прогибов и плакантиклиналей. Большинство авлакогенов ВЕП закончили своё активное развитие к концу венда, когда они без значительной инверсии перешли в разряд погребенных грабенообразных структур.

Их активизация, в форме возникновения инверсионных структур (взбросов, сбросов и валлообразных поднятий) с сохранением в целом грабенообразного строения, происходила в герцинский этап (карбон-пермь). Другие авлакогены (регенерированные) прошли повторно все стадии развития от осадконакопления до полной инверсии в герцинский этап. Эти авлакогены непосредственно связаны с герцинскими складчатыми системами Урала и Тимана. Особую группу здесь составляют краевые прогибы, имеющие много общего с авлакогенами (набор формаций и тектоническая структура), но все же отличающиеся от них по происхождению. Авлакогены ВЕП относятся [1] к категории эпиоро-

генных рифтовых структур. В начале байкальского этапа орогенез охватил всю ВЕП. На растянутых сводах по тектоническим швам карельских массивов закладывались орогенные прогибы, переходящие затем в байкальские авлакогены, во многом унаследовавшие простирание структур кристаллического фундамента. В течение байкальского этапа обособились [3] по окраинам ВЕП крупнейшие щиты: на юге и юго-востоке — Украинско-Воронежский и Волго-Уральский, на северо-западе — Балтийский. Между ними во внутренних районах платформы осадконакопление в рифее происходило в грабенообразных прогибах, а затем в венде расширилось и за её пределами, сформировав Средне-Русскую синеклизу. Стержнем этой байкальской синеклизы является [1, 2] Средне-Русский авлакоген, боковыми ветвями которого являются и авлакогены, лежащие в основании Мезенской впадины юго-восточного Беломорья. Средне-Русский авлакоген протягивается от бассейна верхнего течения р.Волга в северо-восточном направлении через бассейн рек Сухона и Вычегда. Он заложился [2] в зоне древнего тектонического шва, разделявшего Балтийский и Волго-Уральский архейские щиты. Поперечными разломами авлакоген расчленен на ряд отдельных сегментов и, несмотря на значительную протяженность, представляют собой узкий (25–30 км) порог. Лишь самые северо-восточные сегменты (в том числе Котласский, от которого отчленяются Кандалашско-Двинский и Коряцко-Лешуканский авлакогены) достигают ширины в 50–70 км. Средне-Русский авлакоген сопровождается и другими крупными боковыми ответвлениями, а также многочисленными мелкими грабенообразными структурами-спутниками, подчеркивая типичность структуры горизонтального растяжения. Глубина залегания фундамента в пределах описываемого авлакогена оценивается [1–3] в 4500–5000 м на северо-востоке и в 3000–3500 м на юго-западе. На каледонском этапе развития (вплоть до конца силурийского периода), за исключением её пригисинклинальных окраин, ВЕП представляла собой высоко приподнятую континентальную плиту. Лишь начиная со среднего девона, она постепенно (сначала через авлакогены и краевые прогибы) вовлекается в осадконакопление (Большой Донбасс, Вятский авлакоген, Аверо-Каспийский, Предтиманский прогибы и другие).

Территория Средне-Русского авлакогена (как и Мезенская впадина) вошла в область осадконакопления, начиная со среднего карбона), когда начала формироваться обширная герцинско-мезозойская Московская синеклиза. На протяжении всего каледонского и в начале герцинского этапов территория Мезенской впадины относилась к наиболее приподнятым регионам Русской плиты. В современной структуре Кандалашско-Двинского и Корецко-Лешуканского авлакогенов в основ-

ном по фундаменту как в грабенах, так и по их обрамлению наблюдаются пликативные и дизъюктивные инверсионные нарушения (продольные и поперечные). При субгоризонтальном залегании среднекарбонowego–верхнепермского осадочного чехла можно говорить о широком возрастном диапазоне инверсионных нарушений от венда до карбона. Наиболее полно региональный структурный план зоны Средне-Русского авлакогена изучен [1–3] по поверхности пермского карбонатного комплекса сейсморазведкой и структурно-параметрическим бурением, позволившие установить по пермским отложениям на месте авлакогена выделяющиеся валы.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что на Средне-Русском авлакогене (как и на генетически связанными с ним Канда-лакшско-Двинском и Коряцко-Лешуканскими авлакогенами) наибольшая инверсия характерна для палеозойской тектонической эпохи, причем основная масса таких преобразований приходится на ранний – начало среднего карбона. Охарактеризованные зоны карельской складчатости, хотя и содержат в себе реликты архейских и катархейских образований, но в подавляющем объеме сложены ниже-среднепротерозойскими породами или омоложенным фундаментом беломорид. Преобладающая линейная складчатость позволяет отнести их к ранне-среднепротерозойским поясам с весьма ограниченными перспективами в отношении нахождения в их пределах алмазоносных кимберлитов. Для ВЕП в целом характерны общие для других древних платформ мира геолого-тектонические и историко-минерогенические факторы кимберлитового магматизма.

Кимберлитовые породы ААП характеризуются многими специфическими свойствами, отличающими их от классических кимберлитов Сибирской и Южно-Африканской платформ, что во многом связано с особенностями состава и состояния вмещающих диатремы отложений. Структурно-текстурные особенности и вещественный состав пород, заполняющих различные морфологические отрезки диатрем региона, существенно меняются. На самых верхних горизонтах слабо эродированных диатрем в пределах кратера развита толща вулканогенно-осадочных пород озерного типа (мощностью 30–40 м), образованных переотложенным материалом дезинтегрированных продуктов закратерных выбросов и пород бортов трубки. Обычно эта пачка залегает на туфогенной, включающей туфы, туффиты, туфопесчаники (мощностью 20–40 м).

Породы жерла представлены вулканическими образованиями: ксенотуфобрекчиями, автолитовыми брекчиями и порфировыми кимберлитами. Главной петрохимической особенностью продуктивных ким-

берлитов ААП является высокое содержание SiO_2 и Al_2O_3 , низкое других породообразующих компонентов, что вызвано переменной примесью терригенного материала пород венда из вмещающих трубку отложений. Контрастная дифференциация кимберлитов и вмещающих пород на уровне верхних горизонтов по петрофизическим характеристикам может служить важным признаком при поисковых работах на алмазы как на этой, так и на других территориях с близким геолого-тектоническим строением.

Литература

1. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. Воронеж: ВГУ, 2000. 161 с.
2. Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004. 166 с.
3. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: ВГУ, 2004. 282 с.
4. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование и алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.

Т.М. Злобина, В.А. Петров, К.Ю. Мурашов, А.А. Котов¹

Модель формирования структуры Ирокиндинского золоторудного узла (С. Бурятия)

Ирокиндинский золоторудный узел (ИРУ) расположен в Центральном Муйском золоторудном районе, находящемся на юго-восточной окраине Байкало-Муйского пояса (БМП) (рис. 1а). БМП представляет здесь тектонический коллаж неопротерозойских композитных террейнов, объединившихся в процессе байкальской коллизии с докембрийским кратонным выступом (Южно-Муйской глыбой). Рудные поля ИРУ размещены в Ирокиндинском и Киндикианском тектонических блоках (рис. 1б) глыбы, ограниченной на юге зоной Муйских СВ глубинных разломов, перекрытых наложенными кайнозойскими впадинами, а с запада и с востока – мобильными палеотроговыми зонами, формирование которых завершилось по данным [6] венде. Докембрийская "матри-

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

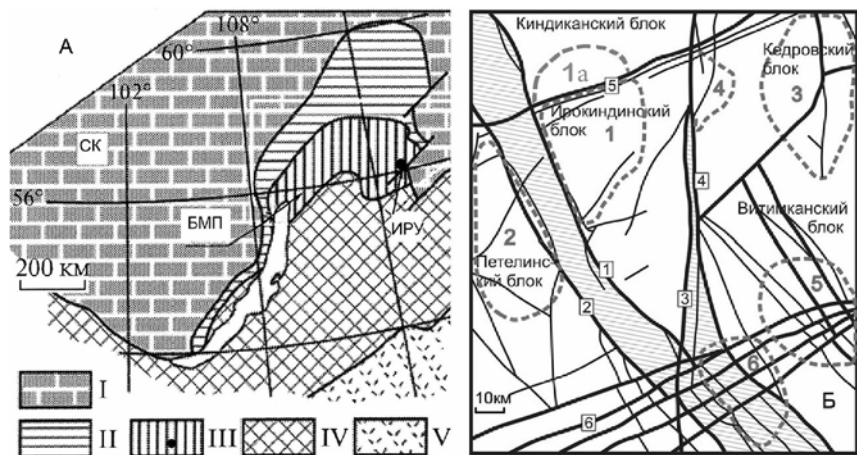


Рис. 1. Региональная позиция (А по[3]) и Тектоническая схема (Б) Ирокиндинского рудного узла (ИРУ). На А: I – Сибирский кратон (СК), II – Байкало-Патомский пояс, III – Байкало-Муйский пояс (БМП), IV – Байкало-Витимская структурная зона, V – Монголо-Охотский пояс. На Б: Разломы (№ в квадратах) – 1 – Ирокидинский, 2 – Келянский, 3 – Озерно-Серебряковский, 4 – Тулдуновский, 5 – Тулуинский, 6 – Муйской системы. Мобильные палеотроговые зоны (серое). Золоторудные поля (пунктир): 1 – Ирокидинское и 1а – Киндикинское (ИРУ), 2 – Петелинское, 3 – Кедровское, 4 – Людмилиноское, 5 – Витимканское, 6 – Тилишминское

ца" глыбы, представлена метаморфитами гранулитовой фации: орто-, парагнейсами гранат-биотитового, гранат-диопсидового, биотит-амфиболового составов; сланцами, кальцифирами, пластовыми телами амфиболитов.

Сланцевые прослои, имеющие регулярное СЗ падение $40-50^\circ$ – продукт динамометаморфизма (2.0 млрд лет [6]). Вокруг глыбы проявились в PR разновозрастный синтетектонический магматизм, гипабисальный вулканизм и полихронный метаморфизм. Формирование жильных Au-Q месторождений всех рудных полей (рис. 1б) связано с глубинными разломами, в которых фокусировались палео-сейсмические очаги. Накопление золоторудных концентраций в сфере рудоотложения осуществлялось из гидротермальных флюидов, периодически поступавших в сейсмическом режиме в разломы из источников, генерация которых происходила на мезотермальных глубинах в результате длительной дифференциации синтетектонических магматических расплавов и метаморфических процессов. Такие мезотермальные месторождения, образованные в коллизионной геодинамической обстановке обычно относят к орогенным или связанным с интрузивами (intrusiv related) [7]. Однако,

палеореконструкции показали, что период генерации гидротермальных источников ИРУ в режиме коллизии, значительно отделен во времени от периода поступления флюидов в сферу рудоотложения в палеосейсмо-тектоническом режиме. Модель эволюции структуры отражает этапы дорудного тектоно-магматогенного развития структуры, обозначившей положение возможных источников генерации флюидов и развития структуры в рудный период в сейсмическом режиме.

В дорудный этап обрамляющие глыбу глубинные разломы развивались в режиме сдвигов в условиях транстенции, транспрессии, при смене знаков сдвиговых смещений (рис. 2). В зонах присдвигового растяжения (рис. 2А) и сбросов по поперечным перемычкам на изгибах разлома формировались тектоно-магматогенные пулл-аппарт (pull apart) структуры (рис. 2Б), которые фиксируются на поверхности по ромбовидной форме прогибов в наложенных кайнозойских впадинах. При большом расстоянии между генеральными сдвигами пулл-аппарт структуры определяют на глубине области локализации очагов декомпрессионного выплавления магм [4], а в узких палеотрогах инициируют затягивание магмы из соседних крупных магматических очагов в камеру декомпрессии. Эволюция пулл-аппарт структур ИРУ происходила при автономном полихронном развитии магматизма. Периоды развития пулл-аппарт структур ассоциируются нами с изотопными данными о возрасте магматизма соответствующих комплексов, указанном под рис. 2. Комплексы проявились: 1 – в ранне-байкальский цикл тектогенеза; 2 – на рубеже ранне-поздне-байкальских циклов тектогенеза; 3 – в период палеозойской активизации. В гранитоидах и кислых вулканитах раннебайкальского цикла доминировала докембрийская кора, а в гранитоидах и кислых вулканитах позднебайкальского цикла – мантийные источники [6]. Палеозойские интрузии многофазного Ангаро-Витимского батолита – мантийно-коровые. Процессы байкальского орогенеза и палеозойской тектонической активизации отразились в деструкции самой докембрийской глыбы. Кинематическая инверсия направлений сдвиговых перемещений вдоль глубинных разломов обусловила мелко-блоковую трещинно-разрывную структуру ИРУ. Образование ССВ внутриблоковых разрывных нарушений сопровождалось выжиманием гранитоидных интрузий бамбукойского комплекса, мелкие тела которых прослежены вдоль них цепочками. В парагенезисе с этими нарушениями по сланцевым прослоям образовались мелкие чешуйчатые надвиго-взбросы левосдвиговой вергентности. Они создали серии эшелонов кулисообразно расположенных мелких надвиговых структур, образуя протяженные структурные зоны, в которых сланцы зон скольжения диафторированы. Дайковые тела постмагматических дифференци-

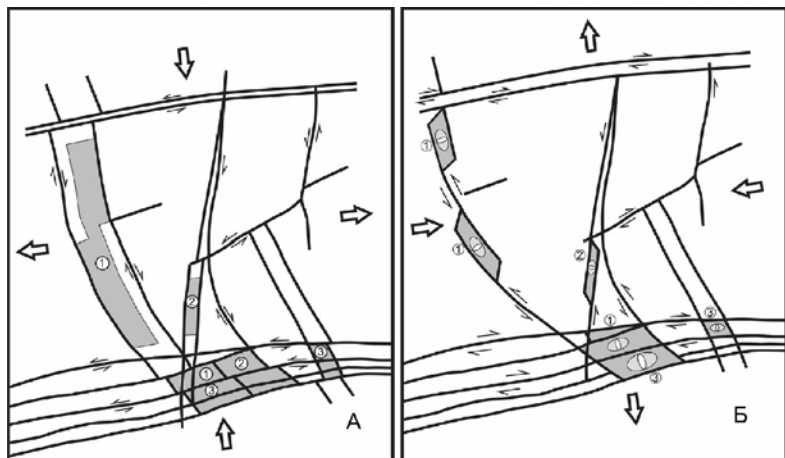


Рис. 2. Схема развития в PR тектоно-магматических структур вокруг докембрийского блока. А – формирование зон дилатации (серое) и накопления в глубоких зонах палеотрогов магматических расплавов краевых фаций различных комплексов: 1 – муйского (812 ± 19 млн лет[6]), бамбукойского (723 ± 4 млн лет [6]); 2 – кедровского (735 ± 26 млн лет[6]), 3 – баргузинского? (290 ± 8 млн лет[2]). Б – предполагаемые области развития очагов (эллипсы) генерации рудоносных флюидов из прото-источников 1,2,3 в pull-apart структурах

тов протерозойских и палеозойских интрузий также пространственно связаны с этими зонами. Сочетание тектонически активной "ножки", по которой метаморфогенно-магматический материал в условиях транспрессии выжимается вверх и системы дивергентных надвигов, распределяющих материал в верхней части коры представляет "структуру пальмы", хорошо ассоциирующую с развитием пулл-апарт структур в условиях транспрессии.

Развитие структуры в рудный период происходило в режиме сейсмо-тектонической активизации, возможно, инициированной потоком напорных, насыщенных газами флюидов. Структура, вмещающая золоторудные жилы, реконструирована тектонофизическими методами по Au-Q рудным прожилкам. Выявлен редко встречающийся в рудных полях механизм деформаций центроидного типа, схожий с глубокофокусным сейсмическим механизмом центроида момента, отпечатки которого обнаружены в структурных надвиговых зонах диафторированных сланцев, контролирующих размещение жил. Разработана [1] модель синрудного конического деформирования и установлены образованные центроидным механизмом рудовмещающие структурные парагенезисы. Ось

центрирования модели (Н) не совпадает ни с σ_1 ни с σ_3 , но она контролирует распределение флюидопотоков, что позволило установить фокусированные в палеотрогах области гидродинамического питания, а также основные подводящие и распределительные проводники структурно-гидродинамической системы. Палео-сейсмические деформации усложнили внутреннее строение структурных зон эшелонированных дивергентных надвигов, сформировав в них необычное сочетание радиальных, тангенциальных сколов, образовавших при внедрении флюидов линейную и S-образную морфологию жильных тел. Такие пологие структурные зоны динамосланцев протяженностью от сотен метров до нескольких километров, в которых жильные тела локализованы прерывисто, образуют в вертикальном разрезе 1200 м многослойный "пирог", в котором жилы имеют различную ориентировку в блоках второго порядка. По результатам выборочного компьютерного 3D-моделирования морфологии жил [5], учитывающего модель деформирования [1], предполагается жильный мегаштокверк, ветвящийся на верхних горизонтах и сходящийся на нижних к нескольким стволовым зонам. Комплексная оценка аналитических данных рудоносных флюидов и модели эволюции структуры позволяет предположить: 1) связь рудообразования с глубинным магматизмом, развивающимся под влиянием мантийных процессов, совмещенным с коровыми магматическими системами; 2) полихронное развитие прото-источников, не исключающее участие в рудообразовании метаморфогенных флюидов.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН-48 и гранта РФФИ №17-05-01167.

Литература

1. Злобина Т.М., Мурашов К.Ю., Котов А.А. Моделирование структурно-динамических условий локализации Au-Q жил месторождения Ирокинда (Муйский золоторудный район) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3 с. Ч. 2. С. 55–61.
2. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.
3. Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
4. Морозов Ю.А. Компрессионно-декомпрессионная модель структурирования земной коры // Структурные исследования кристаллических образований (теор., практика, методика), сб. трудов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 12–14.

5. Петров В.А., Веселовский А.В., Мурашов К.Ю. Моделирование геодинамических объектов в трехмерной ГИС // Геоинформатика. 2015. № 3. С. 32–38.

6. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

7. Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // Geology. 1988. V. 16. P. 551–555.

Р.Г. Ибламинов¹

Минерагеодинамика тектонических режимов континентов (на примере мезокайнозоя Русской плиты)

Минерагеодинамика – минерагения, базирующаяся на концепции тектоники плит [5]. Характеризуемые тектонические обстановки входят в систему планетарных обстановок окраинно-плитной тектоники фанерозоя [8], которая в свою очередь состоит из двух групп обстановок глобального уровня: платформенной и океанической.

Группа платформенных обстановок включает два типа тектонических режимов: плитные и плитной активизации. Причем преобладающими по длительности являются плитные режимы.

В процессе существования плитных режимов образуются *формационные ряды горных пород осадочного чехла* платформ. Развитие земной коры в условиях плитных режимов характеризуется относительно спокойными колебательными движениями уровня океана и сменой тектонических напряжений сжатия и растяжения, приводящей к формированию наложенных впадин, синеклиз и антеклиз. Одной из главнейших причин глобальных трансгрессий и регрессий Мирового океана является изменение объема срединно-океанических хребтов. Эта идея была высказана Г.Менардом в 1964 г. Его расчеты по изменению объема хребтов были подтверждены палеогеографическими данными [2]. По современным представлениям, спрединг океанического дна обуславливает преобладание сил растяжения в коре континентов, а субдукция и коллизия – сил сжатия.

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; riaminov@psu.ru

Было замечено, что изменения тектонических напряжений не только на молодых, но и на древних платформах синхронны изменениям в окружающих их соседних океанах. На связь развития платформ и окружающих их складчатых областей впервые обратил внимание А.П. Карпинский (1847–1936). В.Е. Хаин [7] описанную связь платформ и складчатых областей предложил называть *правилом А.П. Карпинского*.

Раскрытие океана (спрединговый режим) оказывает воздействие на прилегающие платформы. Тектонический режим в зоне влияния океанического спрединга назовём *плитным периспрединговым* [3]. На платформе начинают преобладать напряжения растяжения, которые приводят к постепенному относительному опусканию территории, начинается трансгрессия моря.

Смена спредингового режима в океане на субдукционный оказывает существенное влияние на приокеанические части платформ. Здесь плитный периспрединговый тектонический режим сменяется плитным *перисубдукционным*. Непосредственно в момент интенсивной субдукции может быть частичное отступление моря, кратковременная регрессия, но в дальнейшем море продолжает покрывать платформу, наступает длительное стояние моря.

В конце тектонического цикла существования океана, в период коллизии и постепенного закрытия океана, приокеаническая часть платформы переходит в *периколлизионный* режим, начинается регрессия моря. Таким образом, можно утверждать, что глобальная платформенная группа обстановок на региональном уровне включает периспрединговый, перисубдукционный и периколлизионный режимы.

В существовании платформ немецким ученым С.Н. Бубновым [1] были выделены четыре тектонические стадии: эмерсивная, трансгрессивная, инундационная, регрессивная. Перечисленные стадии характеризуют тектонические обстановки плитных режимов континентальных платформ на локальном уровне. Им соответствуют ассоциации геологических формаций. В пределах тектонических обстановок на сублокальном уровне могут существовать тектонические условия, которым соответствуют определенные геологические формации и связанные с ними типы полезных ископаемых.

В качестве более близкого к современным условиям примера рассмотрим существование Восточно-Европейской платформы в условиях плитного режима мезо-кайнозоя.

В конце палеозоя в результате коллизии закрылся Уральский палеоокеан. Восточная окраина Русской плиты перешла в периколлизионный плитный режим с *эмерсивной тектонической обстановкой*, в это время молодая эпигерцинская Уральская платформа находилась в собственно

коллизиином режиме. Большинство продуктов выветривания сносилось с орогена на платформу, где они накапливались в составе ассоциации *терригенных континентальных формаций*. Преимущественно в обрамлении горной страны среди континентальных отложений формировались инфильтрационные месторождения меди, ванадия и урана, залегающие в русловых отложениях палеорек. Подобные образования установлены в пределах Западного Урала и восточной окраины Русской плиты. Широко известна континентальная пестроцветная карбонатно-терригенная позднепалеозойская формация с инфильтрационными месторождениями меди и волконскоита в аллювиальных фациях [4].

На смену эмерсивной приходит *трансгрессивная обстановка* периколлизииного режима. Она обусловлена релаксацией тектонических напряжений в Уральском складчатом поясе, когда напряжения сжатия сменяются напряжениями растяжения. На Русской плите накапливается континентальная сероцветная терригенная раннемезозойская (T_2 – J_2) формация Верхнекамской впадины, которая характеризуется наличием озерно-лагунных залежей сидеритов и углей.

Смену пород описанной формации морской сероцветной терригенной (J_3 – K_1a), с которой связаны фосфориты, кварцевые пески, глауконит Вятско-Камского бассейна, можно рассматривать как переход к *инундационной обстановке*.

После этого восток и север Русской плиты испытали регрессию и переход к *эмерсивной тектонической обстановке* с накоплением континентальной терригенной формации с элювиальными, озёрно-речными и ледниковыми субформациями. Так, в Пермском крае в коре выветривания аргиллитов образовались месторождения глин, в коре известняков – доломитовой муки, в коре ангидритов – гипса. Терригенная континентальная озерно-аллювиальная формация содержит месторождения песчано-гравийных материалов, торфа.

Юрско-меловую инундационную обстановку в Вятско-Камской впадине спровоцировал переход южной части платформы к *периспрединому режиму* в связи с раскрытием палеоокеана Тетис. На юге плиты появились терригенные ассоциации с прибрежно-морскими и континентальными формациями. С прибрежно-морскими песчано-глинистыми формациями связаны цирконий-титановые россыпи.

После перехода юга плиты в *перисубдукционный режим* морское осадконакопление на севере плиты, находящейся в периколлизиином режиме, прекратилось.

Инундационная обстановка в южной части Русской плиты обусловила широкое распространение морской мергельно-меловой формации

позднемелового возраста с залежами сырья для производства строительных материалов, мергеля (цементного сырья) и мела.

Регрессивные обстановки на юге платформы, связанные с переходом Средиземноморского палеоокеана в коллизионный режим, отличаются преобладанием лагунно-морских и лагунно-континентальных формаций. Среди них наиболее продуктивными являются лагунно-морская эвапоритовая формация, содержащая залежи доломитов, гипса, каменных, калийных и магниевых солей, а также сопутствующих им инфильтрационных залежей боратов и серы (Прикаспийская впадина).

Проявляющиеся на фоне общей регрессии кратковременные трансгрессии моря привели к образованию морского песчано-глинистого фациального комплекса, продуктивного в отношении прибрежно-морских циркониево-титановых россыпей (Среднее Приднепровье, Украина).

Завершается мезо-кайнозойский цикл современной эмерсивной обстановкой на Русской плите. Образуются континентальные формации: кор выветривания и осадочная терригенная. Состав полезных ископаемых кор выветривания определяется составом коренных пород и климатом. Течение плитного режима может осложняться периодами тектономагматической активизации.

Литература

1. Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. 235 с.
2. Гаврилов В.П. Геология и минеральные ресурсы Мирового океана: учеб. для вузов. М.: Недра, 1990. 323 с.
3. Ибламинов Р.Г. Основы геологии и геохимии нефти и газа: учеб. пособие / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2007. 256 с.
4. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Минерагения пермской системы Пермского Приуралья / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей // Перм. гос. ун-т. Пермь, 2004. С. 118–131.
5. Ибламинов Р.Г. Минерагения (основы минерагеодинамики): учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. 322 с.
6. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
7. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 480 с.
8. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.

**Континентальные обстановки формирования пород
шурмакской свиты кембрия Агардагской зоны
Сангиленского блока**

Традиционно, в юго-западной части Сангилене выделяется Агардагская зона офиолитовых пород и меланжа. Тектоническая принадлежность к этому типу главным образом определена по породам ультраосновного и основного состава актывыракского комплекса. По Sm-Nd изотопным данным установлен возраст пород из офиолитов Агардагской зоны, который составляет около 570 млн лет [1, 2]. Существует несколько точек зрения о происхождении офиолитов Агардагской зоны. В основном обсуждается точка зрения об окраинном море или задуговом бассейне [1, 2 и др.]. Агардагский бассейн рассматривается также как рифтогенно-спрединговый, который формировался в венде – начале раннего кембрия, в результате растяжения, приуроченного к рифтогенной континентальной окраине Сангилене пассивного типа [3, 4]. Противоположная точка зрения – формирование офиолитов Агардагской зоны в палеогеодинамических условиях развития рифтогенных структур с океанической корой [5].

При этом другие структуры, входящие в состав этой зоны, при палеогеодинамических реконструкциях не рассматривались. Задачей данного исследования является изучение состава и определение возраста пород шурмакской свиты, широко распространенных в пределах Агардагской зоны. В её строении преобладают конгломераты и гравелиты, в подчиненном количестве присутствуют горизонты песчаников и вулканиты различного состава. Песчаники встречаются в нижней части разреза, а вулканиты в средней и верхней. Нами были изучены два разреза шурмакской свиты – по реке Шурмак (полный разрез свиты) и в левом борту реки Тес-Хем (фрагменты разреза), последние находятся в непосредственной близости от Агардагского комплекса офиолитов.

С целью сопоставить удаленные разрезы шурмакской свиты и получить свидетельство их принадлежности к единой осадочно-вулканогенной толще было проведено изучение состава и возраста гранитов из валунов конгломератов. Следует отметить, что при полевом изучении было отмечено преобладание крупных гранитных окатанных обломков

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

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

и отмечен её однородный состав. Так, по своим петрографическим и геохимическим характеристикам гранитные валуны в обоих разрезах по своему составу отвечают тоналитам и имеют возраст 790 млн лет. Он определен на основе U-Pb датирования цирконов из двух валунов гранитов двух вышеперечисленных разрезов. Таким образом, источником поступления обломочного материала гранитного состава при накоплении терригенных пород шурмакской свиты являлись тоналиты единого комплекса. Полученные датировки гранитов на рубеже 800 млн лет хорошо согласуются с одной из популяций детритовых цирконов из матрикса конгломератов, которая является второй по значимости после обширной популяции цирконов кембрийского возраста (~ 500 млн лет).

На диаграммах Дж.Пирса и др. (1984) тоналиты попадают в поле гранитов вулканических дуг, а на диаграмме Eby (1992) соответствуют полю гранитов A2, где они характеризуются геохимическими характеристиками пород островных дуг и континентальных окраин. Изотопные характеристики гранитов из валунов: $\epsilon_{Nd} -3,4$, модельный возраст 1.85 млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr - 0.70503$, близки с таковыми в песчаниках и матриксе конгломератов шурмакской свиты – $\epsilon_{Nd} -4,5...-8,6$, модельный возраст 1.6–1.84 млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr - 0.70592-0.70643$. На основе геохимических и изотопных (Rb/Sr, Sm/Nd) характеристик гранитов проведено сопоставление тоналитов из валунов шурмакской свиты и близких по возрасту к ним тоналитов Сумсунурского комплекса Гараганской глыбы [5], плагиогранитов Гремячинского массива (Кузнецкий Алатау) [7] и щелочных гранитов Дзабханского микроконтинента [6]. По своим петрохимическим характеристикам граниты из гальки близки с тоналитами и плагиогранитами, но отличаются от них изотопными характеристиками. Различаясь по петрохимическому составу с щелочными гранитами, они имеют с ними единый тренд распределения P3Э и близкие изотопные (Rb/Sr, Sm/Nd) характеристики. При этом, для щелочных гранитов Дзабханского микроконтинента показано, что изотопные характеристики Sr и Nd указывают на смешение расплавов корового и базитового составов в краевых частях древнего континентального блока [6].

Также в гальке в достаточно большом количестве отмечены обломки основных и ультраосновных пород, а так же аргилиты и кремнистые осадочные породы. Среди магматических пород, согласно петрографическим и петрохимическим (диаграмма TAS) характеристикам преобладают обломки базальтов, реже андезибазальтов, трахеандезибазальтов, андезитов и дацитов. Ультраосновные породы представлены единичными валунами пикробазальтов, в том числе, умеренощелочных.

В разрезе шурмакской свиты на основе петрографических и геохимических исследований выделяются тела андезибазальтов и андезитов

при подчиненном количестве дацитов и пикробазальтов. Породы основного состава шурмакской свиты на диаграмме (Pearce, Norry, 1979) попадают в поле континентальных базальтов и образуют две группы на диаграмме (Cabanic et al., 1989) – континентальных и известково-щелочных базальтов. По своим геохимическим характеристикам (Th/Nb, La/Nb, Th/La, Nb/La, Ba/Y, Zr/Y) изученные породы основного состава тяготеют к базальтам континентальной коры и её активной окраины.

В средней части разреза была отобрана проба туфа основного состава с высокими содержаниями Cr (1100 г/т), Ni (190 г/т), Co (30 г/т), Zr (130 г/т) и Th (7.2 г/т) при содержании Na_2O – 0.8 вес.% и K_2O – 1.6 вес.%. По своим геохимическим характеристикам он был отнесен нами к туфам известково-щелочной серии. Возраст цирконов из этих пород оценивается в интервале 495–505 млн лет на основе их U-Pb датирования и отражает возраст осадочно-вулканогенной толщи шурмакской свиты.

В результате проведенных исследований осадочно-вулканогенных образований шурмакской свиты установлен возраст ее накопления на рубеже 500 млн лет. Вулканические породы этой свиты и магматические и вулканические породы валунов из конгломератов в ее строении типичны для континентальной коры при ее тектономагматической активизации. Все это указывает на накопление осадочно-вулканогенной толщ шурмакской свиты в обстановках растяжения в пределах древнего континентального блока. В результате проведенного исследования не установлено ни единого факта в пользу того, что породы шурмакской свиты могут являться составной частью тектонического блока офиолитовых пород и меланжа, как это представлено на современных тектонических схемах.

Авторы признательны ведущему специалисту по изучению геологии Тувы Дмитрию Николаевичу Шаповалову за рекомендации в изучении конгломератов шурмакской свиты и консультации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант 16-17-10076.

Литература

1. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
2. Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc – like mafic crust in the late – Neoproterozoic Agardagh Tethyan ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.

3. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

4. Гоникберг В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии // Геотектоника. 1997. № 5. С. 72–84.

5. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.

6. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирование микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375–381.

7. Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А. Позднерифейские плагиограниты Кузнецкого Алатау: состав, возраст и источники // ДАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 709–816.

В.Л. Ильченко¹, Н.П. Сенчина²

Волновые признаки развития систем тектонических нарушений вокруг структур центрального типа в вариациях форм рельефа и геохимических данных

Введение. Тектоника – это строение некоего участка земной коры, определяющееся совокупностью разрывных тектонических нарушений и историй их развития. К таким зонам обычно тяготеют месторождения полезных ископаемых. В истории развития земной коры особое место занимают два типа динамического воздействия – экзогенное (из космоса), что может вызывать эндогенную активизацию (из мантии). Такое воздействие в любом случае имеет взрывной характер [8] и создаёт, как правило, тектонические структуры кольцевой формы (структуры центрального типа) с соответственными пространственными вариациями физических свойств горных пород у поверхности, что ведёт к избирательному выветриванию и формированию рельефа. Рельеф, как продукт самоорганизации горных пород, отличается фрактально-иерархическими свойствами, что можно использовать в качестве поискового признака [5]. Степенная зависимость числа землетрясений от их мощности (закон Рихтера-Гутенберга) в геодинамике очень похожа на распределение рудных

¹ Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

² Санкт-Петербургский Горный университет, Санкт-Петербург, Россия

месторождений по соотношению размер–количество [11], что относит рудоносные формации к числу систем самоорганизованной критичности [1]. Один из важнейших методов поисковой геологии – геохимическая съёмка, позволяет находить месторождения полезных ископаемых в породах кристаллического фундамента под многометровыми толщами рыхлых отложений. Лучших результатов, в настоящее время (когда геологами изучена почти вся земная поверхность), можно достичь путём комплексирования разных поисковых методов [12]. Месторождения маркируют на поверхности геохимические аномалии, сформированные в ходе перемещения с глубин химических элементов в струйных ореолах рассеяния различного происхождения. Пути продвижения ореолов – ослабленные зоны – системы тектонических нарушений в перекрывающих толщах. Эти зоны возникают на продолжении разломов в фундаменте, что должно находить отражение и в геоморфологии. Волнообразный характер в распределении площадных вариаций показателя упругой анизотропии пород (в «противофазе» с высотами точек отбора образцов, в том числе) наблюдался на ряде объектов Мурманской области [6]. Волнообразное пространственное распределение физических свойств горных пород трудно представить без участия колебательных систем.

Волновые признаки. Согласно работам А.Г. Гликмана [4], геологические объекты в составе литосферы нужно рассматривать как колебательные системы, чьи колебания могут способствовать появлению (и взаимодействию) систем стоячих волн. Так как геологическая среда имеет и проводящие, и отражающие свойства, вокруг любого источника колебаний неизбежно возникает область, захваченная под контроль сложной системой стоячих волн. Подобные волновые системы способны формировать условия для развития фрактально-иерархических тектонических нарушений в земной коре (и на земной поверхности).

Конфигурация и число таких колебательных систем зависит от формы объекта – источника колебаний. Например, возбуждение колебаний в теле цилиндрической формы (пьезокерамический диск) приводит к тому, что это тело начинает «излучать» две упругих волны: первая волна – по диаметру ($\lambda_2 = |d|$), вторая – по высоте ($\lambda_1 = |h|$) диска [4]. Разложение суммарного сигнала в спектр выявляет два пика. То есть, при ударном воздействии сразу на несколько колебательных систем временное изображение результирующего сигнала-отклика имеет сложную форму, изучение которой возможно только на спектральной плоскости [4].

Концентрические разломы на поверхности. Изучением площадного распределения массивов центрального типа на Кольском полуострове установлена их приуроченность к точкам пересечения радиальных разломов с кольцевыми разломами разного радиуса и центрами в гра-

ницах Хибинского массива; размеры этих радиусов (60, 85, 120, 170 км) образуют прогрессию по закону: $R_n = R_{n-1}\sqrt{2}$, R_n – радиус n -го кольца, n – порядковый номер [2]. Помимо «главной» системы нарушений с центрами в районе Хибин установлены кольцевые системы «второго порядка» вокруг более мелких интрузий, с выводом, что эти системы типичны для всех массивов центрального типа [2]. Формула ($R_n = R_{n-1}\sqrt{2}$) очень похожа на ту, что описывает механизм тектонического расслоения земной коры в режиме колебательной системы с динамикой стоячей волны по закону затухания звука в натянутой струне: $\lambda_n = \frac{\lambda_0^n}{2}$, λ_n – длина n -й моды = мощность n -го элемента расслоения, λ_0 – длина струны (здесь – мощность земной коры = колебательной системы). Тектоническое расслоение земной коры – следствие развития в ней иерархической и ритмично построенной системы субгоризонтальных нарушенных зон, пространственно совпадающих с множеством узлов стоячей волны – концентраторов избыточно высоких напряжений [6].

Хибинский массив – это щелочной интрузивный комплекс палеозойского возраста в обрамлении докембрийских метаморфических пород фундамента [13] и, т.о., Хибин – это крупная контрастная неоднородность, колебания которой сформировали систему кольцевых разломов [7]. Видимо, развитие подобных систем можно ожидать в сходных по условиям ситуациях. Техногенный аналог этой ситуации – горная выработка, резко контрастирующая по физическим свойствам с её вмещающими её породами. Аналогию подкрепляет «явление квантования с зональной дезинтеграции горных пород вокруг глубоких горных выработок» [9]. Принимая средний радиус Хибинского массива ($R_{1,0}$) за «начало отсчета» и для придания формуле $R_n = R_{n-1}\sqrt{2}$ [2] строгого вида, перепишем: $R_n = R_0(\sqrt{2})^n$. Теперь закон развития системы кольцевых разломов вокруг Хибин не отличается от формулы шагового развития зональной дезинтеграции пород вокруг горных выработок: $\lambda_n = \lambda_0(\sqrt{2})^n$; обоснование и вывод этой формулы – в статье [7].

Геохимия. В Мончегорском горно-промышленном районе Мурманской области, в 2001 году, для изучения подвижных (вторично-закрепленных) форм нахождения химических элементов терромагнитным геохимическим методом (ТМГМ) [3], пройден профиль Волчьей тундры – Колозеро, длиной 43.5 км с шагом опробования около 70 м [10].

Графики концентрации элементов вдоль этого профиля позволяют выделить зоны, связанные с повышенной перспективностью их на некоторые элементы, приуроченные к интрузиям или другим геологиче-

ским объектам. На графиках заметна квазипериодическая составляющая, предположительно связанная с регулярными разломами, развитие которых проходило по «волновому сценарию», по аналогии с формированием кольцевых разломных зон вокруг Хибинского массива [2].

При анализе участка, трассируемого геохимическим профилем выделено 12 объектов условно кольцевой формы. Приблизительные границы этих «колец» проводились через их фрагменты дугообразной формы, выступающие в рельефе. Примечательно, что примерно по столько же – в среднем –10 (8–12) «пиков» можно насчитать в спектрах для распределения химических элементов по профилю, т.е. примерно по одному «пику» на каждый кольцевой объект. Принимая каждый спектральный «пик» за результат влияния автономного источника волн [4], делаем вывод о возможной динамической («волновой») причастности выделенных кольцевых объектов к развитию вокруг них сложной системы тектонических нарушений и проницаемых ослабленных зон в перекрывающих толщах осадков.

Выводы. Из результатов проведённого исследования следует, что предположение о связи геоморфологических особенностей объекта с площадными вариациями концентраций химических элементов, в принципе, подтвердилось. Для однозначного установления этой связи необходимо исследовать максимально простой по строению объект с относительно ярко проявленными системами тектонических нарушений. Обнаружить такой объект в полигенной геологической среде довольно трудно, однако, подтверждение гипотезы откроет ряд новых возможностей для прогнозирования месторождений полезных ископаемых и для уточнения оптимального шага отбора геохимических проб (заметно сократит их количество). Кроме того, результаты работы можно применять для решения инженерно-экологических задач – путём геоморфологического анализа участков земной поверхности (по физическим картам и аэрофотоснимкам) – с целью выявления скрытых неоднородностей тектонической природы (разломных зон и т.п. в условиях плохой обнажённости).

Литература

1. Бак П. Как работает природа: Теория самоорганизованной критичности. Пер. с англ. / Вступ. ст. Г.Г. Малинецкого. М.: УРСС. Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2013. 276 с.; цв. вкл. (Синергетика: от прошлого к будущему. № 66)
2. Беляев К.Д., Увадьев Л.И., Шульга Т.Ф. Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 1. С. 163–165.

3. *Ворошилов Н.А., Ворошилова Л.Н.* Применение терромагнитного геохимического метода (ТМГМ) при поисках рудных месторождений // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987. С. 135–141.
4. *Гликман А.Г.* Теория и практика спектральной сейсморазведки. Адрес в Интернете: <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2/>
5. *Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Калашиников А.О.* Рельефообразование как элемент самоорганизации литосферы // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1366–1380.
6. *Ильченко В.* Приливные волны и динамическая эволюция Земли. Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing, 2013. 292 с.
7. *Ильченко В.Л.* Волновая природа систем тектонических нарушений вокруг горных выработок и их аналогов (концентрических кольцевых разломов) на земной поверхности // Материалы Всероссийской конференции в ИГД СО РАН, «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли», 2–6 октября 2017 г. Новосибирск. 2017 г.
8. *Маракушев А.А.* Рудоносность взрывных кольцевых структур // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 500–511.
9. *Опарин В.Н., Тапсиев А.П., Чанышев А.И.* 1-я Китайско-Российская научная конференция «Нелинейные геомеханико-геодинамические процессы при отработке полезных ископаемых на больших глубинах» // ФТПРПИ. 2011. № 3. С. 111–115.
10. Проведение глубинных геофизических исследований в Мончегорском районе. Пояснительная записка. СПб.: ВИРГ-Рудгеофизика, 2003. 149 с.
11. *Родкин М.В., Шатахиян А.Р.* Рудные месторождения – порождение круговорота вещества в тектоносфере. // Земля и Вселенная. 2013. № 4. С. 3–13.
12. *Сенчина Н.П.* Поиски коренной платиноидной минерализации путём изучения естественных электрических полей и ореолов рассеяния подвижных форм нахождения химических элементов. /Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. 2017. СПб.: Горный университет, 2017. 22 с.
13. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 176 с. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР).

Тектоническое расслоение земной корово-мантийной оболочки как колебательной системы, возбуждаемой лунной гравитацией (устранение некоторых мнимых противоречий с фундаментальными основами)

Введение. Тектоническое расслоение земной корово-мантийной оболочки (КМО) подчёркнуто наличием сейсмологических границ, пространственное положение которых (глубина залегания) обусловлено волновым контролем и силой гравитации (плотностная дифференциация вещества). Волновой контроль над тектоническим расслоением вызывает влияние лунной гравитации (приливный эффект), превращающее КМО Земли в регулярную колебательную систему с динамикой поля затухающих стоячих волн, а вариации глубин залегания сейсмологических границ прямо связаны с пространственными плотностными вариациями и неоднородностями строения КМО [7, 8]. Идея о волновом контроле привела к механизму тектонического расслоения – по правилу затухания звука (стоячей волны) в натянутой струне: $\lambda_n = \frac{\lambda_0^n}{2}$, λ_n – длина n -й моды = мощность n -го элемента расслоения, λ_0 – длина струны (мощность земной коры = колебательной системы) – с построением модели тектонического расслоения земной коры Печенгского блока и к принципу эквивалентности гравитирующих масс (ЭГМ) – с определением глубины влияния лунной гравитации на КМО Земли. Всё это вызвало острый когнитивный диссонанс у многих коллег из области Наук о Земле (т.к. И.Ньютон и А.Эйнштейн не писали об этом). Цель данного доклада – попытка устранить мнимые противоречия волновой идеи с основами фундаментальной науки.

Предыстория. Сначала, видимо, необходимо кратко изложить предпосылки, которые легли в основу идеи о волновом контроле над тектоническим расслоением. Всё началось со статьи о площадном размещении массивов центрального типа на Кольском полуострове [4], где установлена их связь с точками пересечения радиальных и кольцевых разломов разного радиуса и центрами в границах Хибинского массива; размеры этих радиусов (60, 85, 120, 170 км) образуют прогрессию по закону: $R_n = R_{n-1}\sqrt{2}$, R_n – радиус n -го кольца, n – порядковый номер [4]. Затем произошло открытие эффекта квантования с *пошаговым* развитием

¹ Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

системы тектонических нарушений вокруг глубоких горных выработок, которое описывалось той же закономерностью: $R_n = R_{n-1}\sqrt{2}$, R_n – расстояние до n -й нарушенной зоны, n – номер шага [11]. Понять природу явления помогла работа [5] – о необходимости рассматривать объекты в составе земной коры как колебательные системы, вокруг которых могут возникать системы стоячих волн и [6] – о разнообразии условий возникновения стоячих волн. После чего была написана статья [9], в которой описан процесс развития системы тектонических нарушений вокруг глубоких горных выработок (а значит – и вокруг Хибин) – с выведением обобщающей формулы: $R_n = R_0(\sqrt{2})^n$, где R_0 – размер контура горной выработки или диаметр Хибинского массива, R_n – размер зоны тектонических нарушений на n -м шаге их развития.

Степенная зависимость в закономерности разрушительного процесса указывает на её принадлежность к системам самоорганизованной критичности, куда относится также закон Рихтера-Гутенберга [3]. Во всех случаях разрушение пород обусловлены динамикой стоячей волны, что возникает в приграничном к объекту (Хибины, контур) пространстве: колебания стоячей волны «отжимают» часть напряжений в массиве горных пород из области пучности к её неподвижным узловым точкам, постепенно превращая их в компактные концентраторы избыточно высоких напряжений (верная предпосылка к разрушению) [10].

Принцип ЭГМ и «квантование» лунной гравитации. Для оболочки Земли является типичным дискретное (блочно-глыбовое, расслоенное) строение; сейсмологические границы расположены на самой разной глубине. Все эти границы (кроме «Мохо» и той, что отделяет верхний рыхлый слой от фундамента) имеют прерывистое распространение [14].

Считается [2], что лунная гравитация проникает в недра Земли на глубину около 300 км, способствуя развитию «зон дезинтеграции» на глубинах от 8 до 20–40 км. Но это мнение не объясняет природу многих глобальных (100, 410, 520, 670, 2900 км) и промежуточных (60, 80, 220, 330, 710, 900, 1050, 2640 км) сейсмических границ; причём сейсмологи продолжают находить все новые границы (800, 1200–1300, 1700, 1900–2000 км и т.д.) [12].

Другое мнение: волны твердого прилива возникают по *принципу эквивалентности гравитирующих масс* (ЭГМ): гравитационное взаимодействие планет создает в каждой из них возмущение – приливную волну, чья масса эквивалентна массе источника возмущений; тогда размер (объем, радиус) области прилива зависит исключительно от средней плотности вещества в ее составе. Волну твердого прилива в КМО

Земли вызывает лунная «точечная масса», эквивалентная массе области прилива (в паре приливных волн – антиподов).

Самый простой ответ по принципу ЭГМ: масса области твердого лунного прилива на Земле равна массе Луны ($M_L = 7.35 \cdot 10^{22}$ кг). Масса $m = V\rho$ зависит от объема и плотности; объем планеты – шара: $V = 4\pi r^3/3$ (r – радиус). Тогда, радиус приливной волны в КМО Земли определяет формула: $R_{\text{ЛПВ}} = (3M_L/4\pi\rho_{\text{ЗКМО}})^{1/3}$; подставив данные по M_L , $\pi = 3.14$, $\rho_{\text{ЗКМО}}$ – средняя плотность КМО Земли ≈ 4.5 г/см³, имеем: $R_{\text{ЛПВ}} \approx 1.58 \cdot 10^3 \approx 1600$ км. Из-за пространственных вариаций плотности ЗКМО глубина приливо-волнового воздействия также варьирует в разных точках Земли. Более ранний вывод принципа ЭГМ, где лунная гравитация была принята за эталон и константу, сделан в статьях [7, 8].

Регулярное приливное воздействие привело к тектоническому расслоению КМО и к обособлению в её составе Главной Колебательной системы или слоя ГКС. Средняя мощность слоя ГКС или $M_{\text{ГКС}} = H \approx 1600$ км, а наблюдаемое превышение земной поверхности в волне твёрдого прилива: $h \approx 0,5$ м [1 и др.]; результат гравитационного возмущения – упругое «растяжение струны» (радиуса приливной области), чья длина в невозмущенном состоянии также равна $M_{\text{ГКС}} = H$. Деформация растяжения этой «струны»: $\Delta h = h/H = 0,5$ м / 1600000 м = $3.125 \cdot 10^{-7}$: каждый метр «струны» удлиняется на $3.125 \cdot 10^{-7}$ м – в ≈ 6000 раз больше радиуса 1-й Боровской орбиты атома водорода: $a_0 \approx 5,292 \cdot 10^{-11}$ м [15]. Если «средний» радиус атома $r_a \approx 1 \text{ \AA} = 10^{-10}$ м, то 1 метр = $10^{10} \text{ \AA}$ можно представить как цепочку из $\approx 10^{10}$ атомов и, соотнеся с приливным удлинением радиуса, получить порядок «средней упругой деформации растяжения» каждого атома в составе цепочки: $\Delta h_a = 10^{-17}$ м. Верность расчета подтверждает открытие астрофизиков, наблюдавших гравитационную волну с амплитудой порядка 10^{-18} м [13]. Здесь (в «квантовом мире») разница на 1 порядок между расчётными и наблюденными значениями представляется не слишком существенной.

Сравнение волновой модели с уже существующими. Теперь сравним уравнения для тектонического расслоения КМО и системы концентрических тектонических нарушений, для чего перепишем их в слегка изменённом виде: 1) $\lambda_0 = \lambda_n 2^n$ и 2) $R_n = R_0 (\sqrt{2})^n$. В обоих случаях (1 и 2) имеем дело со стоячими волнами. Но 1-й случай – затухающая колебательная система (звук в натянутой струне «умирает сам в себе» и количество мод или элементов расслоения может быть любым – деление происходит вплоть до размера атома). Во 2-м случае – влияние ко-

лебательной системы на внешнюю среду: наружу (за границу «колебательного контура») успевает выйти лишь первый «отзвук» приливного возмущения, который успевает породить только одну стоячую волну (моду №1 или M1), длиной $R_1 = R_0(\sqrt{2})^1$. Дальнейшее влияние колебательной системы на внешнюю среду контролируется динамикой затухающей стоячей волны, т.е. все следующие «шаги» будут сокращаться по закону тектонического расслоения: $\lambda_n = \lambda_0/2^n$ с развитием узловых точек внутри слоя ГКС на расстояниях, равных по длине модам тектонического расслоения, от её границы – с «поправкой» в виде множителя $(\sqrt{2})^n$. Поэтому влияние более коротких мод (M2, M3... и т.д.) с каждым шагом будет всё менее заметным.

Рассматривая слой ГКС как источник колебаний, влияющих на «внешнюю среду», можно легко вычислить расстояние от его «подошвы» до ближайшего узла стоячей волны, т.е. следующую границу в нижней мантии. Для чего к мощности ГКС прибавим половину этой мощности, умноженную на $\sqrt{2}$: $1600 + 800 \cdot \sqrt{2} \approx 2731$ км. От этой отметки до границы нижней мантии со слоем D" (традиционная модель, H=2650 км [12]) – всего 81 км (вверх), а до границы с жидким ядром (раздел Гутенберга, H $\approx$ 2900 км [12]) $\approx$ 169 км (вниз). Ещё пара неплохих «совпадений»...

Литература

1. Авсюк Ю. Н. Приливные силы и природные процессы. М.:ОИФЗРАН, 1996. 188 с.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
3. Бак П. Как работает природа: теория самоорганизованной критичности. Пер. с англ. / Вступ. ст. Г.Г. Малинецкого. М.: УРСС. Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2013. 276 с.; цв. вкл. (Синергетика: от прошлого к будущему. № 66.)
4. Беляев К.Д., Увадьев Л.И., Шульга Т.Ф. Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова // ДАН. 1976. Т. 226. № 1. С. 163–165.
5. Гликман А.Г. Теория и практика спектральной сейсморазведки / Адрес в Интернете: <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2/>
6. Иванов Ю.Н. Ритмодинамика. М.: ИАЦ Энергия, 2007. 215 с.
7. Ильченко В.Л. Моделирование тектонического расслоения земной коры как колебательной системы, возбуждаемой лунным приливом (на примере земной коры Печенгского блока, Балтийский щит) // Материалы XIII междунар. конференции "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле" / Ред. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.А. и др. Москва. 1–3 октября, Борок, 4 октября 2012 г. М.: 2012. С. 105–108.

8. Ильченко В.Л. Оценка глубины проникновения энергии лунного прилива во внешнюю оболочку земли // Материалы XIII междунар. конференции "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле" / Ред. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я. и др. Москва, 1–3 октября, Борок, 4 октября 2011 г. М., 2012. С. 109–112.

9. Ильченко В.Л., Медведева С.Г. О посттехногенных нарушениях в массиве горных пород // Геоэкология. Инж. геология. Гидрогеология. Геокриология. 2013. № 5. С. 454–458.

10. Ильченко В. Приливные волны и динамическая эволюция Земли. Саарбрюкен. LAMBERT Academic Publishing, 2013. 292 с.

11. Опарин В.Н., Тانسиев А.П., Чанышев А.И. 1-я Китайско-Российская научная конференция «Нелинейные геомеханико-геодинамические процессы при отработке полезных ископаемых на больших глубинах» // ФТПРПИ. 2011. № 3. С. 111–115.

12. Пуцаровский Д.Ю., Пуцаровский Ю.М. Состав и строение мантии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 11. С. 111–119.

13. Халили Ф.Я. Лазерная интерферометрия: за занавесом триумфа // Природа. 2016. № 6. С. 54–61.

14. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Киев, 1991. 32 с.

15. Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике. М., 1974. 944 с.

**Л.П. Имаева^{1, 2}, Г.С. Гусев³, В.С. Имаев^{1, 2}, Б.М. Козьмин²,
В.И. Мельникова^{1, 2}**

Сейсмогеодинамический анализ новейших структур северо-восточного сектора Арктики

Изучение пространственного размещения современных сейсмических поясов на территории северо-востока Азии указывает на существование на окраинах, сближающихся Евразийской и Североамериканской литосферных плит самостоятельных малых литосферных и коровых плит, ограниченных системами активных разломов [1, 2]. На территории северо-восточного сектора Российской Арктики данными тектоническими таксонами являются: Берингоморская и Охотоморская малые литосферные плиты, а также Сибирская, Восточно-Сибирская и Колымо-Чукотская коровые плиты. В структурно-тектоническом плане

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

³ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН, Москва, Россия

зоны взаимодействия этих плит представляют собой области корового торошения, характеризующиеся существенными вариациями направлений режима деформаций земной коры, но в то же время они составляют единую уравновешенную геодинамическую систему. На это указывают закономерные композиции динамически сопряженных структурно-кинематических парагенезисов новейших структур различного ранга, которые отражают упорядоченность стиля геодинамических процессов.

Анализ структурно-тектонического положения активных сегментов, систем активных разломов, параметров глубинного строения и сеймотектонических деформаций, а также данные GPS измерений, позволили определить направления главных осей деформаций напряженно-деформированного состояния земной коры и выявить закономерность смены тектонических режимов на территории северо-восточного сектора Арктики [3, 4, 6]. Установлено, что в пределах структурного ограничения Колымо-Чукотской коровой плиты прослеживается закономерная смена геодинамических режимов:

- *спрединг* хребта Гаккеля, который отождествляется с линейной границей между Североамериканской и Евразийской литосферными плитами. В данном сегменте доминирует сеймотектонический режим растяжения, где главные оси напряжений располагаются субширотно, вкрест простирания основных структурных элементов;

- *рифтогенез* на шельфе моря Лаптевых. Здесь южный фланг Евразийского бассейна в зоне стыка с континентальным склоном образует Лаптевоморскую микроплиту, для которой по параметрам сеймотектонических деформаций установлен режим поперечного субгоризонтального растяжения. На западной и восточной границах этой микроплиты по сейсмологическим данным фиксируется режим сжатия, как реакция на рифтинг, действующий в пределах шельфа моря Лаптевых. С юга Лаптевоморскую рифтовую систему ограничивает Оленекский сектор, где преобладает режим растяжения земной коры с небольшой левосдвиговой компонентой.

- *смешанное поле тектонических напряжений* (растяжение, сжатие и их различные комбинации), установленное в Хараулахском сегменте. Здесь сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры, вблизи губы Буор-Хая расположен полюс вращения Североамериканской и Евразийской плит. В этом случае неотектонические структуры, расположенные к северу от полюса вращения, должны испытывать в современную эпоху растяжение, а к югу и юго-востоку – сжатие, что подтверждается установленной зональностью тектонических режимов Арктической зоны. На формирование главных сейсмогенерирующих структур Хараулахского сегмента, оказал влияние транспрессионный

режим, связанный с динамически сопряженными левосдвиговыми структурами Оленекского сектора и Баки-Бытантайской системой разломов, трассируемой с сеймотектонической зоны Черского;

– *транспрессия*, с левым сдвигом, фиксируемая в сеймотектонической зоне Черского. Современные сеймотектонические процессы происходят здесь в обстановке сжатия при моделирующим влиянии индентора жесткого массива Колымо-Омолонского супертеррейна, находящегося во фронтальной части Североамериканской плиты. Результат такого воздействия проявился в Илин-Тасской складчатой зоне. Перед фронтальной частью индентора установлены расходящиеся северо-западные левые и юго-восточные правые сдвиги, формирующие на своих окончаниях структуры взбросов и надвигов субдолготной ориентации, которые обладают максимальным сейсмическим потенциалом. Охотоморская коровая плита под воздействием сжимающих усилий выталкивается к юго-востоку, способствуя конвергенции Североамериканской и Евразийской плит.

– *транспрессия* с правым сдвигом, наблюдаемая на участке от Командорских до Алеутских островов по южному ограничению Беринговоморской малой литосферной плиты. Данный режим возник под влиянием северо-западного сжатия и большей скорости движения Тихоокеанской плиты;

– *транспрессия*, установленная в Корякском сегменте, где плиты сближаются под воздействием фронтальных сжимающих напряжений и формируют систему взбросов, надвигов и правых сдвигов, что подтверждается режимами сеймотектонических деформаций, основной из которых характеризуется юго-восточным сжатием. При субгоризонтальных сжимающих усилиях и субгоризонтальном растяжении на юго-западе структуры выявлен сдвиговый режим. Менее масштабное взбросо-надвиговое деформационное поле установлено с ориентацией осей сжатия с северо-востока на юго-запад;

– *растяжение* в Чукотском сегменте, возникшее под воздействием сжатия, вызванного движением к северо-западу Тихоокеанской плиты. Оно связано с положением Беринговоморского рифта в северной фронтальной части одноименной малой литосферной плиты. Рифт представляет собой зону растяжения, которая возникла между окончаниями двух крупных систем взбросов и правых сдвигов (на Корякском нагорье – Чукотке) и правых сдвигов Западной Аляски.

Рассмотренная зональность тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры, выявленная для активных сегментов Колымо-Чукотской коровой плиты, позволила составить «Карту геодинамической активности неотектонических структур и

сеймотектонических деформаций северо-восточного сектора Арктики», которая объединяет элементы геолого-геофизических параметров и сейсмичности. Установлена более сложная геодинамическая обстановка зон взаимодействия трех главных литосферных плит – Североамериканской, Тихоокеанской и Евразийской, а также шести коровых плит (Сибирской, Амурской, Охотоморской, Лаптевоморской, Колымо-Чукотской и Восточно-Сибирской), где основные деформации связаны с процессами, происходящих в пределах границ кора–мантия. Комплексный сейсмогеодинамический анализ, проведенный в рамках данного проекта, будет являться базовой основой уточнения исходного сейсмического балла существующих нормативных карт общего и детального сейсмического районирования.

Исследования проведены по проекту РНФ № 15-17-20000 «Сейсмогеодинамический анализ и сейсмическое районирование восточного сегмента прибрежно-шельфовой области Российской Арктики».

Литература

1. Гусев Г.С., Имаева Л.П. Новейшая и современная тектоническая (геодинамическая) активность территории России // Разведка и охрана недр, 2014. № 12. С. 29–35.
2. Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Имаева Л.П. Тектонические (геодинамические) процессы и обстановки // Тектонический кодекс России. Глава 3. С. 59–78. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2016. 240 с.
3. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Динамика сейсмогенерирующих структур фронтальной зоны Колымо-Омолонского супертеррейна // Геотектоника, 2016. № 4. С. 3–21. Doi: 10.7868/S0016853X16040044.
4. Имаева Л.П., Имаев В.С., Мельникова В.И., Козьмин Б.М. Новейшие структуры и тектонические режимы напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточного сектора Российской Арктики // Геотектоника, 2016. № 6. С. 3–22. Doi: 10.7868/S0016853X16060035.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 571 с.
6. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Structural–dynamic model of the Chersky seismotectonic zone (continental part of the Arctic–Asian seismic belt) // J. Asian Earth Sciences, 2016. V. 116. P. 59–68. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.010>.

К сравнительному анализу геодинамики Южного Урала и Северного Кавказа.

С 2009 года проводились исследования по сравнительному анализу домезозоя Северного Кавказа и Южного Урала. Результаты изложены в госбюджетном отчёте по теме 01.201055906 за 2010–2012 гг., а также в публикациях [1, 2].

Исследовались объекты:

1. Территориально сближенные допалеозойские метаморфизованные образования чегемской и хасаутской серий рифея, осадочные толщи нижнего и среднего палеозоя Бечасынской зоны Северного Кавказа. Одновозрастные им рифейские серии: бурзянская, юрматинская и каратауская, а также палеозойские комплексы Башкирского антиклинория.

2. Офиолитовые комплексы Бечасынской зоны Северного Кавказа и Зилаирского синклинория западного склона Южного Урала.

3. Сланцевый комплекс палеозоя Андруско-Тоханской зоны Северного Кавказа сравнивался с такими же образованиями палеозоя зоны Уралтау Южного Урала.

4. Сравнительный анализ геологии метаморфических блыбского и ацгаринского комплексов Передового хребта Северного Кавказа и сунванякского и максютовского хребта Уралтау Южного Урала.

Сопоставлялся общий стиль тектоники, особенности пластинчатонадвигового строения и индивидуальность разрывно-пликативной дислоцированности. Учитывался характер и интенсивность проявлений метаморфизма, геохронологическое обоснование формационных единиц и периодизации основных геологических событий.

Полученные результаты в кратком изложении.

Бечасынская зона сложена миогеосинклинальными образованиями докембрия и палеозоя. К докембрию относятся чегемская и хасаутская свиты верхнего рифея. В их составе преобладают метаморфизованные породы, преимущественно осадочного генезиса. Абсолютный возраст пород **900–860** млн лет. Типы пород каратауской серии Башкирского антиклинория западного склона Южного Урала характеризуются такими датировками. Абсолютный возраст катавской свиты **938** млн лет, а инзерской **853–867** млн. лет. Палеозойские образования Бечасынской зоны залегают на докембрийских образованиях с резким угловым и азимутальным несогласием. В основании палеозоя находится урлешская

¹ Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа, Россия

свита, по составу и характеру залегания аналогичная ордовикским образованиям Зилаирского синклинория Южного Урала. Выше залегают осадки силура и девона, которые в Бечасынской зоне представлены фациями: карбонатно-терригенной и сланцево-кремнистой. Вторая из них тяготеет к глыбово-меланжевой зоне Малкинского гипербазитового массива. В северной части Зилаирского синклинория наблюдается подобная картина. Все названные выше образования в пределах изучаемой территории не метаморфизованы. Они прошли лишь стадию катагенеза и были подвержены динамометаморфизму, связанному, вероятно, с развитием надвигов и сдвигов. Сопровождались рассланцеванием, будинированием и брекчированием. Выявление общности тектонических условий происхождения и геодинамических режимов развития складчатых областей Урала и Кавказа в домезозойский период рассмотрены также на примере одной из главных геологических вещественных единиц – **офиолитовой формации Кракинских гор западного склона Южного Урала и Малкинского гипербазитового массива Бечасынской зоны Северного Кавказа**. Установлены общие особенности геологического строения, которыми являются: миогеосинклинальный тип разреза, как докембрия, так и палеозоя; структурное совмещение разнофациальных типов силура, образовавшихся в различной палеотектонической обстановке и отличающихся интенсивностью смятия с присутствием изоклинальной складчатости; пластинчато-надвиговый стиль тектоники.

Характерные черты офиолитовой формации Южного Урала и Северного Кавказа такие. Контрастность рельефа, присущего гипербазитам и вмещающим их породам. Преимущественно гарцбургитовый состав, при подчиненности лерцолитов и дунитов. Высокая степень серпентинизации всех ультраосновных пород. Малая мощность гипербазитовых тел. Тектонические взаимоотношения с вмещающими породами. Одинаковый стратиграфический диапазон подстилающих образований от докембрия до среднего палеозоя включительно. Тектоническая совмещенность разнородных типов палеозойского разреза. Идентичность геохронологической периодизации. Приведенные особенности характерны для домезозоя как Бечасынской зоны Северного Кавказа, так и пограничной зоны Зилаирского синклинория с Башкирским антиклинорием на Южном Урале. Это свидетельство общности тектонических условий их происхождения и развития, в частности, аллохтонного залегания Малкинского гипербазитового массива и состава обрамляющего его меланжа.

Андрюкско-Тоханская зона располагается южнее Бечасынской. Разграничивает названные единицы Северный разлом, к которому приурочена цепочка гипербазитовых тел, сопровождаемых зонами меланжа. Структура сложена миогеосинклинальным типом разреза палеозой-

ских отложений, представленных образованиями, называемыми здесь **сланцевой толщей**. В западной части зоны они выделены Д.С. Кизе-вальтером в *андрюкскую свиту*. В основании ее разреза залегает мощная монотонная толща **филлитов** с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, алевролитов и туфов кислого состава. В восточной части зоны этим же исследователем сланцевая толща на севере названа *тоханской свитой*, а на юге – в *артыкчатской*. *Тоханская свита* представлена флишоидами: пестроцветными песчаниками, алевролитами и конгломератами позднедевонского и раннекаменноугольного возраста. *Артыкчатская* же сложена монотонной толщей **глинистых сланцев**, перекрытых верхнедевонскими и нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными образованиями. Между тоханской и артыкчатской свитами известен горизонт крупноглыбовых пород (олистостром) с кластическим материалом кремней и кремнистых сланцев силура, иногда живетских известняков. Возраст пород свиты считался ниже-среднедевонским. Удревнение возраста до силура, иногда называют и ордовик, связано с появлением здесь работ уральского геолога Л.Д. Чегодаева, известного нам, как специалиста по разрезам силура Урала. В основании горизонта олистостром среди сланцевых образований в маломощном, но протяженном слое темноокрашенных кремней он обнаружил граптолиты силура.

В этой зоне Северного Кавказа присутствует и терригенная флишoidная *картджюрская свита*, в которой имеются линзы и пачки обломочных пород полимиктового состава, включающие небольшие глыбы известняков, содержащих живетскую и даже верхнедевонскую фауну. Потому верхнюю часть названной свиты относят к франскому (верхнедевонскому) олистострому.

Показано, что **сланцевые толщи** доверхнедевонского возраста, представленные андрюкской и артыкчатской свитами Андрюкско-Тоханской зоны Северного Кавказа, совместно с олистостромами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и тонкотерригенными породами силура, являются подобием образований, что присутствуют на западном склоне Южного Урала. В частности, они сравнимы со сланцевыми образованиями палеозоя западной части Уралтауской структуры, с подофиолитовой тектонической единицей Кракинского шарьяжа, а также северных пластин Сакмарского аллохтона, выделенных Ю.В. Казанцевым. Это касается и развития в последних олистостромовых горизонтов. Флишоиды тоханской свиты верхнего девона – нижнего карбона являются формационным и возрастным аналогом зилаирской свиты Южного Урала.

Зона **Передового хребта** представлена несколькими аллохтонными пластинами. Наиболее доказанными из них являются: *Кызылкольский*

(Урупский) аллохтон, преимущественно вулканогенного состава, предположительно ниже-среднедевонского возраста. **Марухский аллохтон**, состоящий из нескольких тектонических чешуй с большим участием офиолитов, возраст которых **416–450** млн лет. **Ацгаринский покров**, представленный метаморфизованными толщами, в основном, по осадочным сериям. Абсолютный возраст их – **400–360** млн лет. Наиболее высокое значение К-Аг возраста – **470±14** млн лет получено по роговой обманке из амфиболита. **Блыбский покров** состоит из метаморфитов по породам основного состава с участием эклогитов и серпентинитов. Датировки регионального метаморфизма, определенные по цирконам, отражают его возраст, равный **460–320** млн лет. Для Gaг-Ph-Amf сланцев – группы зерен **2471–1500, 653–499** и около **374** млн лет по детритовым цирконам. При датировании магматических цирконов из ортогнейсов балки Копцева, Малая Лаба получен возраст **549** млн лет.

Вулканисты Кызылкольского аллохтона сопоставляются с тектоническими пластинами Сакмарского шарьяжа Южного Урала. В частности, с Медногорско-Кувандыкской пластиной Ю.В. Казанцева. Хорошее сопоставление изверженных пород сравниваемых объектов сделано С.Г. Самыгиным и Е.В. Хайным [3, 4], согласно которым здесь разрез состоит из двух типов. Это непрерывно-дифференцированная вулканическая серия с лавами основного и среднего состава в нижней части, лавами среднего и кислого состава и их туфами в верхней (кызылкольская свита), а также контрастная серия (даутская свита). В основании ее наблюдаются недифференцированные базальты, которые вверх сменяются контрастной базальт-липаритовой толщей.

В самой верхней части большую роль играют пирокластические образования. Здесь мы видим вулканическую серию тектонического цикла почти в полном объеме. Слагающие ее формации (от недифференцированной до флишевой), их структурные и минералогические особенности свидетельствуют о преобладании тектонического (геодинамического) режима от низких давлений и высоких температур, постепенно повышающихся давлений и снижающихся температур, завершающихся максимальными значениями тектонических напряжений. Эти выводы сделаны в соответствии с разработанной в Институте геологии УНЦ РАН вещественно-структурной методикой геодинамических реконструкций. С.Г. Самыгин и Е.В. Хайн сопоставляют перечисленные свиты Северного Кавказа с блявинской и утягуловской свитами Сакмарского аллохтона. Как они пишут: «сходство в строении и развитии ряда западных структурных зон Южного Урала и северных структурно-формационных зон Северного Кавказа совпадает во многом, вплоть до мелочей».

Марухская тектоническая пластина Передового хребта, как это наблюдается и в пределах западного склона Южного Урала, сложена преимущественно офиолитовым комплексом, который традиционно связывается с океанической корой геологического прошлого.

Блыбский и Ацгаринский комплексы Передового хребта Северного Кавказа по составу, особенностям структурной геологии и возрасту идентичны суванякскому и максютовскому комплексам Уралтауской антиформы Южного Урала.

Хорошо сопоставимы основные критерии сравнительности *максютовского метаморфического комплекса* зоны Уралтау Южного Урала и *блыбского комплекса Передового хребта* Северного Кавказа. Подмечены следующие общности. Аллохтонное структурное положение, пластинчато-надвиговый стиль тектоники. Особый породный состав комплекса, характеризующийся присутствием эклогитов и офиолитов. Контрастность первичного состава с участием субстрата континентального и океанического происхождения. Равнозначность метаморфических преобразований (до высоких ступеней). Возраст первичных пород (докембрий либо палеозой). Несколько периодов их метаморфизации, близко одновозрастных для сравниваемых объектов в интервалах нижнего–верхнего палеозоя.

Геология *метаморфического суванякского комплекса* зоны Уралтау Южного Урала и *ацгаринского – Передового хребта* Большого Кавказа имеют следующие общие черты. Их структурное положение – аллохтонное, а взаимоотношения с сопредельными структурными элементами – тектонические.

Они хорошо сопоставляются по особенностям пластинчато-надвигового стиля тектоники. В первичном (до метаморфизма) составе их преобладают породы преимущественно осадочного генезиса. Выявляется общность в характере метаморфических преобразований сравниваемых комплексов. Это довольно низкие ступени метаморфизма. Дискутируется проблема возраста субстрата – докембрий либо палеозой. На современной стадии изученности решение этого вопроса находится на уровне равнозначной неопределенности, как по данным геохронологии, так и по палеонтологическим находкам.

Приведенные соображения свидетельствуют о хорошей сопоставимости геологии домезозоя Южного Урала и Северного Кавказа, а, следовательно, о вероятной общности истории их геодинамического развития.

Литература

1. Казанцева Т.Т. Основы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры // Геология. Изв. отд. наук о земле и экологии АН РБ. 2000. № 5. С. 15–46.

2. Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В., Фундаментальные проблемы геологии Южного Урала. Уфа, 2016. 309 с.

3. Самыгин С.Г., Хаин Е.В. Южный Урал и Северный Кавказ в палеозое – опыт сравнения // Геотектоника. 1985. № 2. С. 40–55.

4. Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. 96 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 382).

**М.А. Калинин^{1, 2}, А.К. Худолей¹, С.В. Малышев¹,
Г.Г. Казакова²**

Деформационные процессы и палеогеография западного сегмента Южного Верхоянья в предсреднерифейское и предвендское время

Структуры Южно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса, протянувшиеся на 800 км вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы и отделяющие ее от Верхояно-Колымских мезозоид, представляют собой уникальный во многих отношениях геологический объект. В его пределах можно обнаружить хорошо обнаженные и достаточно полные разрезы позднедокембрийских и палеозойских отложений огромной суммарной мощности. Вместе с этим, здесь наблюдается сложная чешуйчато-надвиговая система, в которой запечатано несколько циклов тектонической активизации юго-западной (в современных координатах) части Сибирского континента [3–5]. В рамках настоящего исследования проведен анализ наиболее древних из них – на рубеже раннего и среднего рифея, а также на рубеже позднего рифея и венда.

Отложения нижнего рифея обнажаются в Кыллахской тектонической зоне, в ядрах Горностахской, Эбейкэ-Хаятинской и Кыллахской антиклиналей и представлены учурской серией. Подошва нижнерифейских толщ не обнажена, а верхняя граница фиксируется по поверхности регионального несогласия (стратиграфического, местами углового и азимутального) [5], указывающего на проявившиеся в конце раннерифейского времени деформационные процессы, синхронные готской фазе складчатости (~1350 млн лет). Несогласие между нижне- и среднерифейскими комплексами наиболее отчетливо прослеживается в цен-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСГЕИ»), Санкт-Петербург, Россия

тральной части Сетте-Дабана, в пределах осевой части Горностахской антиклинали, рамповой структуры, сформированной в мезокайнозойский этап тектогенеза [3]. Отложения нижнего рифея (пионерская, трехгорная, димская, белореченская свиты) слагают ядро антиклинали, несогласно перекрываясь талынской свитой среднего рифея (аимчанская серия). Здесь угловое несогласие фиксирует разницу в углах падения и простираения слоев, достигающую 30° .

По характеру несогласия в кровле нижнерифейского структурного этажа предшественниками установлено, что его «собственная» структура представлена складками север-северо-восточного простираения [5], однако дискуссионным остался вопрос о геометрии складок и о том, как складчатая структура изменяется в плане.

В рамках данной работы было реконструировано геологическое строение района Горностахской антиклинали на момент формирования предсреднерифейского несогласия. Для этого вблизи несогласного контакта средне- и нижнерифейские толщи были развернуты относительно линии простираения первых таким образом, что среднерифейские толщи стали залегать горизонтально, а нижнерифейские приобрели элементы залегания, которые были у них в предсреднерифейское время. Разворачивание проводилось с учетом геометрии Горностахской антиклинали. Опираясь на собственные полевые наблюдения, а также карты и материалы предшественников, обсуждаемое несогласие было проанализировано по всему периметру данной структуры. В результате совмещения результатов по отдельным участкам, была построена палеотектоническая схема, иллюстрирующая геологическое строение этого участка земной коры ~1350 млн лет назад.

На построенной реконструкции отчетливо прослеживаются линейные, открытые, слабо наклонные складки северо-северо-восточного простираения с углами падения на крыльях от 5° до 30° и шириной от 1 до 3 км, причем ширина складок увеличивается с востока на запад, а западные крылья характеризуются более крутыми углами падения ($15\text{--}30^\circ$ против $5\text{--}10^\circ$), что указывает на западную вергентность складчатости. Шарниры складок полого ($3\text{--}5^\circ$) погружаются на юго-юго-запад.

По нашим оценкам, мощность эродированного нижнерифейского разреза в районе Горностахской антиклинали составила, по меньшей мере, 2,5 км, что позволяет сделать вывод о существовании в конце раннего рифея на данной территории горного сооружения, впоследствии подвергшегося разрушению. Амплитуда размыва увеличивается в западном направлении, о чем свидетельствует уменьшение мощности верхней, преимущественно карбонатной части нижнерифейского разреза более чем в 3 раза. Отсутствие же отложений нижнего рифея в рас-

положенном западнее Юдомо-Майском прогибе может свидетельствовать как о размыве, так и об относительно приподнятом положении данной территории, выступавшей в качестве области-источника кластики. Как для учурской, так и для аймчанской серии Сибирская платформа являлась источником обломочного материала, снос которого происходил в восток-юго-восточном направлении [4], однако некоторое увеличение содержания терригенного материала в среднерифейских осадках в восточном направлении позволяет предполагать наличие и восточного источника сноса [1].

В конце позднего рифея на юго-восточной окраине Сибирской платформы также произошло тектоническое событие, приведшие к формированию в основании юдомской серии венда локальных угловых несогласий, превышающих 15° [3–5]. Юдомская серия венда срезает локально не только уйскую серию, но и лахандинскую и местами залегает на верхних горизонтах керпыльской серии. Локально наблюдаются предъюдомские разрывные нарушения, которые в современной структуре Южного Верхоянья выглядят как крутопадающие сбросы и взбросы, но при реставрации вышележащих слоев юдомской серии к горизонтальному положению, эти разломы оказываются полого погружающимися на восток надвигами (Архипов и др., 1981).

Судя по мощности отсутствующих отложений, амплитуда предъюдомского размыва локально достигала не менее 3–4 км, предполагая наличие в это время низкой горной гряды [4].

Зафиксированные нами фаза складчатости на рубеже раннего и среднего рифея, а также позднего рифея – венда, на данный момент не поддаются однозначной интерпретации, однако, опираясь на работы предшественников [4, 2], было установлено, что предсреднерифейские деформации в пределах Южного Верхоянья предположительно объясняются наличием локальной фазы сжатия, связанной с заключительными стадиями развития рифтовой системы (закрытие бассейна), поскольку именно процессы рифтогенеза получили широкое развитие в докембрии. Предполагается, что в ранне- и среднерифейское время Южное Верхоянье являлось не пассивной окраиной Сибирской платформы, а внутренней частью более крупного континента [4, 6–8]. Таким образом, реконструированные структуры, вероятно, были сформированы в условиях закрытия внутрикратонного бассейна.

Формирование складчато-надвиговых структур в конце позднего рифея, вероятнее всего, является откликом на сближение Сибирской платформы с «несибирским» континентальным блоком, частичное закрытие бассейнов и возможное наращивание платформы в восточном направлении [4].

Исследования проводилось при поддержке гранта президента (МК 739-2017).

Литература

1. Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С. (ред.). Сибирская платформа. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, Т. 4. Л.: Недра, 1987. 448 с.
2. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987, 297 с.
3. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. ЯНЦ СО АН СССР, Якутск, 1989. 128 с.
4. Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Автореф. дисс... докт. геол.-мин. наук. М., 2003. 35 с.
5. Ян-жун-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск, Якутский филиал СО АН СССР, 1983. 156 с.
6. Evans D.A.D., Mitchell R.N., 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*. V. 39. P.443–446.
7. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean – Vendian basin of southeastern Siberia // *Precam. Res.* 2001. V. 111. N 1-4. P. 129–163.
8. Rainbird R. H., Stern R. A., Khudoley A. K., et al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from Southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V.164. P. 409–420.

**В.А. Камзолкин¹, М.Л. Сомин¹, А.В. Латышев^{1, 2},
Ю.П. Видяпин¹, С.Д. Иванов¹**

Об открытии поздневендского фундамента в пределах Блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Большого Кавказа и предпосылках выделения Армовского тектонического покрова

По мнению В.Е. Хаина, зона Передового хребта является ключевой для понимания эволюции всего складчатого сооружения Большого Кавказа в палеозое [10]. Мы полагаем, что кристаллическое основание Передового хребта является, в свою очередь, ключом к пониманию эво-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ РАН), Москва, Россия

² Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова

люции самой зоны. Его наиболее представительные выходы расположены в пределах Блыбского поднятия, располагающегося в междуречье рек Большой и Малой Лабы. Последними исследованиями установлен среднепалеозойский возраст верхних уровней разреза [6, 8] обнажающегося здесь блыбского метаморфического комплекса, представленных гнейсово-сланцевым армовским метаморфическим комплексом. Между тем отсутствуют достоверные данные о возрасте нижележащего существенно мафического балканского метаморфического комплекса, равно как и расположенного в поле его выходов крупнейшего балканского массива кварцевых диоритов. Характер взаимоотношений балканского и армовского метаморфических комплексов (балканской и армовской свит по [7]) никогда не был предметом специальных исследований и воспринимался в основном как тектонически осложненный фациальный переход внутри единого комплекса (например, [1]). Настоящие исследования опровергают представления о едином возрасте блыбского метаморфического комплекса, и позволяют иначе взглянуть на его внутреннее строение.

Выходы частично огнейсованных кварцевых диоритов Балканского массива вскрываются рекой Малая Лаба на протяжении порядка 5 км в районе одноименного хребта Большие Балканы и балок Сосновая и Сухая, являющихся притоками Малой Лабы. История преобразований пород Балканского массива сходна с таковой для вмещающих гнейсов и сланцев комплекса (за исключением этапа высокobarного метаморфизма) [2] и включает региональный метаморфизм на уровне эпидот-амфиболитовой фации, низкотемпературные преобразования, связанные с постмагматическим остыванием массива, либо с низкотемпературной стадией регионального метаморфизма, а также стадию окварцевания и последующих локальных деформаций.

Исследования возраста пород Балканского массива проводились в его западной оконечности (рисунок), где на расстоянии 1 километра были отобраны две пробы для определения возраста. Выделенные цирконы из обеих проб эвгедральные (идиоморфные) с четко выраженной осцилляторной зональностью. Их датирование проводилось на приборе SHRIMP-II в Центре изотопных и геохронологических исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Цирконы пробы 16-5a ($n=10$) имеют высокие Th/U отношения в диапазоне 0.45–1.27, что указывает на их магматический генезис [10]. Для них характерны чрезвычайно низкие значения среднего квадратичного взвешенного отклонения ($MSWD=0.00084$). Конкордантный возраст, полученный по пробе 574.1 ± 6.7 млн лет (рисунок, б). Для пробы 16-4a

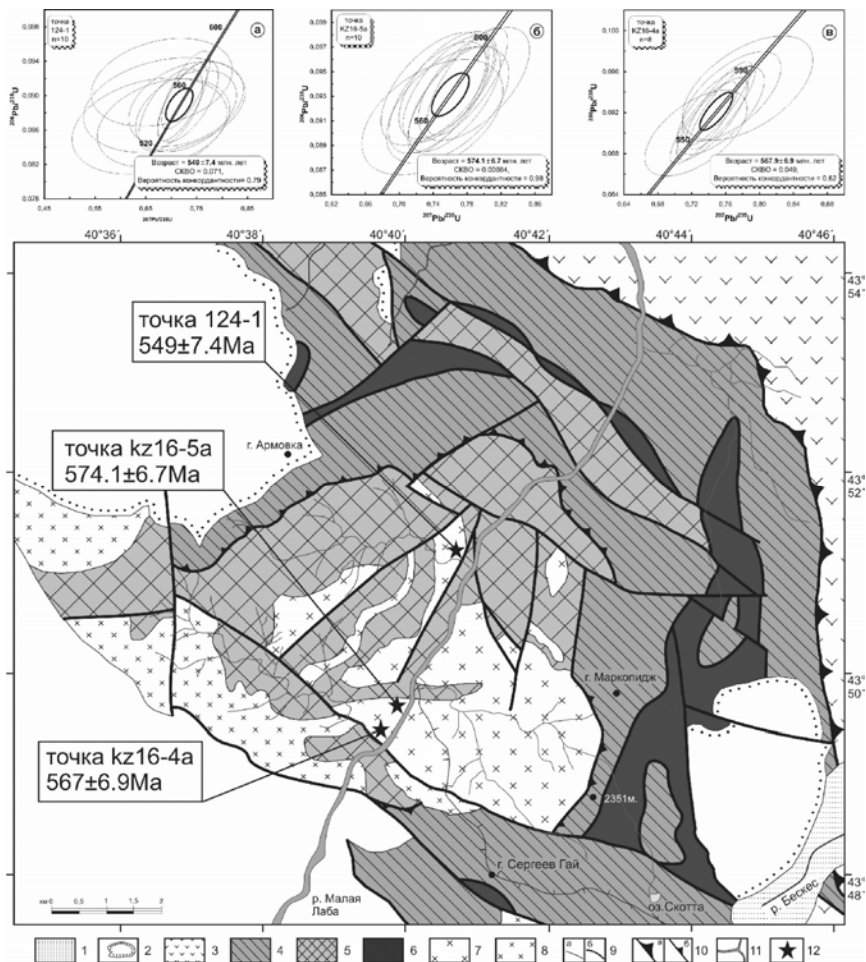


Рис. Схема тектонического строения блябского метаморфического комплекса в бассейне реки Малая Лаба и конкордии исследованных цирконов 1 – четвертичные образования; 2 – юрские осадочные отложения; 3 – отложения урупского вулканогенно-осадочного комплекса; 4 – армовские метаморфиты; 5 – Балканская свита; 6 – гипербазиты; 7 – Балканский массив диоритов; 8 – гранодиориты Южной интрузии; 9 – геологические границы: а – стратиграфические, б – тектонические; 10 – границы покровов: а – Урупского, б – Армовского; 11 – речная сеть; 12 – места отбора геохронологических проб (в скобках даны номера точек и соответствующие возраста).

Вверху рисунка даны конкордии исследованных цирконов: а – Балканский массив (северная оконечность, балка Копцева, точка 124-1); б – Балканский массив, район балки Сухая, точка kz16-5a); в – Балканский массив (южная оконечность, р. Бол. Балканка, точка kz16-4a). Эллипсы ошибок измерений возраста имеют доверительные интервалы 2σ

($n=8$) значения Th/U несколько ниже: 0.38–1.01. По $n=8$ зернам получен конкордантный возраст 567.9 ± 6.9 млн лет (рисунок, в, MSWD=0.049).

Возрасты цирконов из обеих проб относятся к позднему венду. По облику и соотношениям Th/U цирконы этих проб близки к выделенным ранее цирконам из северной оконечности Балканского массива (124-1), конкордантный возраст для которой составил 549 ± 7.4 млн лет (рисунок, а) [3]. Учитывая пространственное расположение проб (124-1, 16-4а, 16-5а), логичным представляется вывод о площадных выходах пород поздневендского возраста в бассейне реки Малой Лабы.

Как отмечалось ранее, верхние уровни разреза комплекса, относящиеся к армовской свите, имеют среднепалеозойский возраст. Так, для парагнейсов Большого Блыба (притока реки Большая Лаба) методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) для 25 зерен получен возраст 374 ± 2 млн лет [8]. Из метаплагиогранитов района «Соленовского моста» были выделены цирконы возрастом 323 млн лет. [6].

Полученные нами данные о поздневендском возрасте Балканского массива ставят вопрос об его соотношениях с породами среднего палеозоя. Контакт кварцевых диоритов Балканского массива с перекрывающими породами армовской свиты, представленными лейкократовыми гранат-слюдяными гнейсами, кварц-слюдяными гнейсами и гранат-кианитовыми гнейсами наблюдается на западном склоне горы Маркопидж и на восточном склоне г. Армовка.

Породы Балканского массива претерпели метаморфизм на уровне эпидот-амфиболитовой фации. Для перекрывающих пород имеются свидетельства высокобарного метаморфизма, которые подтверждаются как результатами фенгитовой мономинеральной барометрии [4], так и находками минералов высокобарной ассоциации в виде включений в сульфидах [5]. В районе безымянной вершины с абсолютной отметкой 2351 м, на границе с армовской свитой наблюдается резкое изменение состава, степени разгнейсования и ориентировок гнейсовидности в породах Балканского массива и перекрывающих гранат-слюдяных гнейсах (рисунок). В районе юго-западного склона г. Маркопидж в приконтактной зоне залегает мощная (более 200 м) пачка бластомилонитов по диоритам Балканского массива.

Таким образом, породы Балканского массива и перекрывающие их гнейсы формировались в разное время, при различных термобарических условиях и были впоследствии совмещены. Контакт между протерозойскими и среднепалеозойскими породами в пределах блыбского метаморфического комплекса является тектоническим, что также косвенно подтверждается результатами измерений анизотропии магнитной восприимчивости.

В свете вышеизложенного, считаем обоснованным выделение в пределах Блыбского метаморфического комплекса кристаллического докембрийского фундамента, представленного Балканским массивом и вмещающими его породами и среднепалеозойского покрова, который мы предлагаем именовать «Армовским» в соответствии с названием свиты, предложенным А.А. Самохиным [7].

Данные исследования выполнены при поддержке РФФИ (Гранты № 16-35-00571, 16-05-01012, 17-05-01121).

Литература

1. Баранов Г.И., Донченко Г.Л., Сидоренко В.Ф. Новые данные о строении древнего основания среднепалеозойского синклиория Передового хребта на Северо-Западном Кавказе // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ставрополь: Ставропольское Книжное Издательство. 1972. С. 35–43.
2. Видяпин Ю.П., Камзолкин В.А. Основные черты структуры и структурной эволюции среднепалеозойского Блыбского комплекса Передового хребта Большого Кавказа. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Вып. 2. Т. 90. С. 14–22.
3. Камзолкин В.А. Тектоника домезозойского основания западной части Передового хребта Северного Кавказа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2013. 26 с.
4. Камзолкин В.А., Иванов С.Д., Конилов А.Н. Эмпирический фенгитовый геобарометр: обоснование, калибровка и применение // Записки РМО. 2015. Т. 144. № 5. 1–14.
5. Конилов А.Н., Бондаренко Г.В., Докукина К.А., Камзолкин В.А. Сульфиды блыбского метаморфического комплекса Северного Кавказа – новый тип минералов – контейнеров высокобарных и дометаморфических ассоциаций // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 1. С. 79–86.
6. Леонов Ю.Г. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
7. Самохин А.А. Структурные особенности массива больших Балкан на Северном Кавказе // Изв. АН СССР. 1957. № 6. С. 81–91.
8. Сомин М.Л. Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2007. 56 с.
9. Khain V.E. Structure and main stages in the tectonomagmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. № 6. P.11–25.
10. Möller A., O'Brien P.J., Kennedy A., Kröner A. The use and abuse of Th-U ratios in the interpretation of zircon // Geophys. Res. Abstracts. 2003. V. 5. P. 12113.

**Оценка возраста полосовых магнитных аномалий
территории архипелага Земля Франца-Иосифа
по геологическим данным**

Данные палеомагнитных исследований архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) однозначно свидетельствуют о том, что его территория в раннемеловое время являлась составной частью пассивной континентальной окраины Евразии [6]. Максимальная мощность континентальной земной коры оценивается здесь в 30–35 км [11, 13, 14]. Новейшая интерпретация данных аэромагнитных исследований, проведенных ПМГРЭ в 1991–1995 годах, позволила уточнить структуру магнитного поля ЗФИ [15]. По современным магнитометрическим данным оно имеет выраженную полосовую структуру, обусловленную чередованием положительных и отрицательных аномалий северо-западного простирания, что не характерно для пассивных континентальных окраин, в том числе и соседствующих с ЗФИ территорий северной части Баренцево-морской континентальной окраины [1].

Целью проведенного исследования является попытка определения возраста аномалий магнитного поля (АМП) ЗФИ посредством анализа пространственных связей их с хорошо изученными и датированными различными изотопными методами магматическими комплексами архипелага и привязка полученных данных к магнито-стратиграфической шкале [11].

Активная магматическая деятельность в пределах ЗФИ протекала в течение двух основных этапов: раннемезозойского (197–189 млн лет) и позднемезозойского (162–121 млн лет). В последнем различаются две стадии: ранняя (162–153 млн лет) и поздняя (149–121 млн лет) [по 12, с изменениями]. В целом выделяются три пика активной вулканической деятельности: 192.2 ± 2.8 , 157.4 ± 3.5 и 131.5 ± 0.8 млн лет. На раннемезозойском этапе изливались типично платобазальтовые низкокальциевые толеиты, фрагментарно обнажающиеся на некоторых островах юго-запада архипелага (о.Земля Александры, о.Гукера, о.Мей, о.Ли-Смита). По сути, они формируют один базальтовый покров, залегающий на осадочных породах тегетгоффской свиты. Платобазальтовый этап развития ЗФИ сменился во времени позднемезозойским рифтогенным этапом [2, 4], на поздней стадии которого произошло самое массовое в геологической истории архипелага извержение разнофациальных (покровы, сил-

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

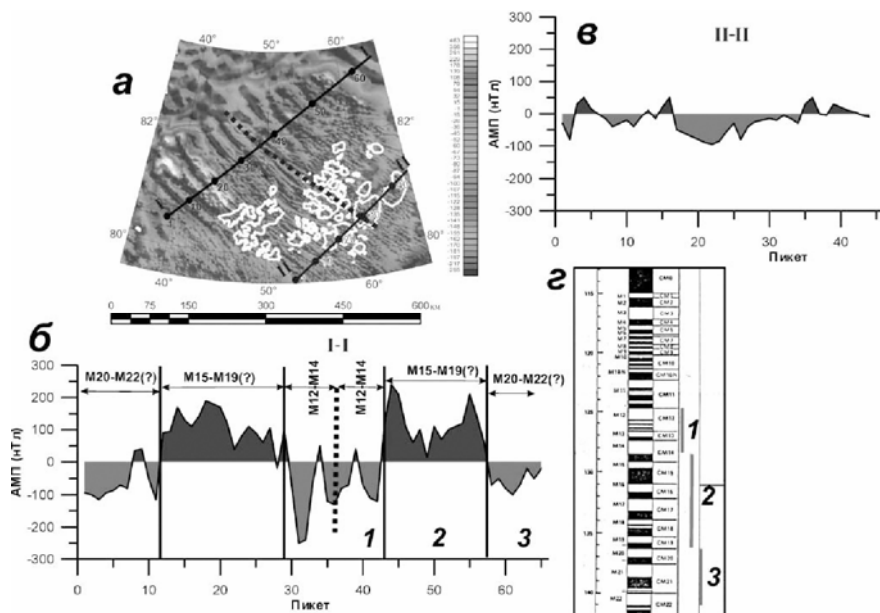


Рис. 1. АМП в районе архипелага Земля Франца-Иосифа.

а – карта АМП (ПМГРЭ, 1991–1995; приведена по [15]) с положением профилей и номерами пикетов. Пунктирная линия – положение предполагаемого центра палеорифта; *б* – разрез АМП по профилю I-I; *в* – разрез АМП по профилю II-II; *г* – фрагмент геомагнитной шкалы с предполагаемыми возрастными интервалами по [11]

лы, штоки, дайки) базальтов. Именно дайки и штоки явились предпочтительными объектами для возрастной идентификации АМП.

Четко выраженный полосчатый знакопеременный рисунок интенсивных по амплитуде АМП (рис. 1*а*), прослеживающийся от впадины Нансена на юго-восток (по направлению к поднятию ЗФИ) и однозначно указывающий на существование условий растяжения (рифтогенеза), резко меняет характер вблизи северо-западной границы архипелага, переходя к низкоамплитудной структуре. В том же направлении происходит значительное увеличение (практически удвоение) мощности континентальной коры от 12–15 км, вблизи континентального склона, до 30–35 км – в центральной части архипелага [14]. Наличие такого структурного барьера мы считаем решающим обстоятельством, влияющим на смену рисунка АМП в пределах ЗФИ, хотя не исключаем и влияние на его характеристики раннемеловых базальтовых покровов, в наибольшей степени развитых, кстати, на северо-западных островах архипелага. Это же обстоятельство дает основание предполагать, что разви-

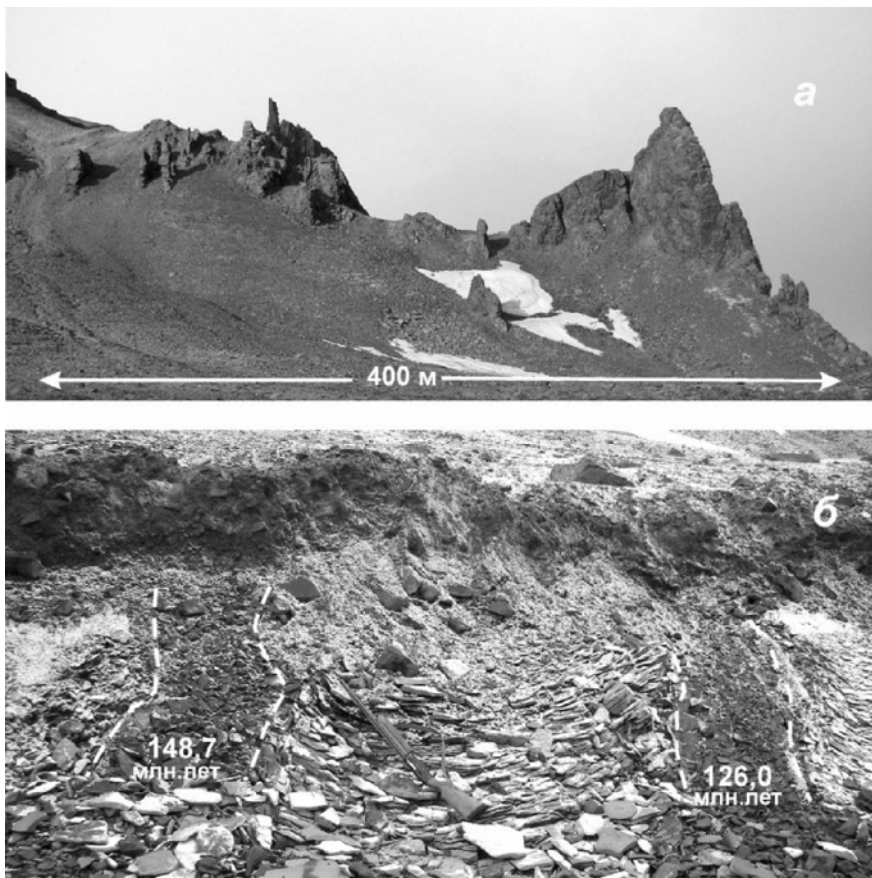


Рис. 2. Дайковый комплекс о. Циглера, мыс Брайса.

а – общий вид комплекса со стороны пролива Родса; *б* – возрасты (цифры) и взаимоотношение даек комплекса с вмещающими песчаниками

тие рифтогенной структуры (проградация в пассивную континентальную окраину) происходило в направлении с северо-запада на юго-восток (в современных координатах).

Почти все магнитные аномалии ЗФИ (рис. 3), как и большинство его дайковых комплексов, простираются по азимуту 310–320°. Ряд аномалий прямо пространственно совпадают с закартированными и изученными в полевых условиях дайковыми комплексами. Как правило такое совпадение хорошо прослеживается в случаях, когда отдельные дайки или их скопления удалены друг от друга на значительные расстояния, например, на полуострове Холмистый (о. Грем Белл), где соответ-

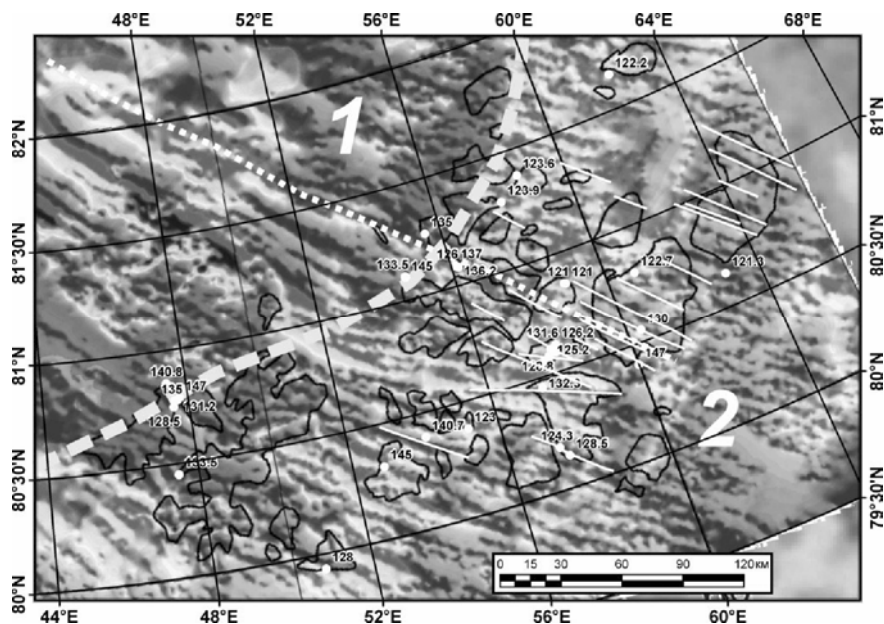


Рис. 3. Структура АМП [по 15] на территории ЗФИ с реконструкцией положения предполагаемого центра палеорифта (белая точечная линия). Толстая пунктирная линия – граница областей высокоамплитудных (1) и низкоамплитудных (2) АМП. Белые сплошные линии – дайки. Цифры – изотопный возраст базальтоидов

вующие им аномалии также удалены друг от друга на расстояние более 10 км. Если это расстояние меньше (например, на о.Хейса), то аномалии становятся менее выраженными в абсолютных значениях нТл и «размазанными» по очертаниям. В то же время, дайки, расстояние между которыми не превышает первые сотни метров, суммарно могут формировать вполне отчетливые аномалии, как это наблюдается на западе о.Хейса (район мыса Останцовый), где наиболее выраженная магнитная аномалия острова соответствует только двум сближенным дайкам («Останцовая 1» и «Останцовая 2») связывая их на северо-западе со штоком мыса Триест (о.Чамп). Отмечены случаи, когда с изменением простирания даек меняется и простирание аномалий. Это хорошо видно на примере дайки района мыса Уиггинса на о.Галля, которая в отличие от большинства других даек, простирается по аз. 295° по направлению к о.Ньюкомба, на востоке которого обнажены сближенные маломощная дайка и базальтовый шток.

Таким образом, с учетом того, что более 85% территории архипелага скрыто под купольными ледниками, пространственное совпадение даек, штоков и АМП является практически полным, а имеющиеся в нашем распоряжении данные изотопного датирования базальтоидов могут служить основой для определения возраста по крайней мере части последних.

Для возрастной идентификации АМП были использованы как опубликованные данные изотопного датирования базальтоидов ЗФИ [3, 7–9], так и свежие оригинальные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки дайки о.Галля (мыс Уиггинса) и дайкового комплекса о.Циглера (мыс Брайса).

На рис. 1 б,в приведены разрезы АМП по профилям, пересекающим северную высокоамплитудную полосчатую и южную часть региона с мелкоамплитудным полем. Хорошо видна симметричная структура АМП на первом профиле и, не похожая на нее, структура АМП на втором. Положение предполагаемого центра палеорифта показано пунктирной линией на рис. 1 а, б. Геологическим доказательством существования центра именно в этой части архипелага служит дайковый комплекс (скорее всего его фрагмент), обнажающийся на мысу Брайса о.Циглера. Ширина этого фрагмента составляет не менее 400 м, на протяжении которых установлена серия более чем из двадцати параллельных даек (рис. 2 а), со скринами из песчаников тебетгоффской свиты. Мощность даек варьирует от 1.5 до 30–35 м, ширина скринов – от сантиметров до первых метров. Датирование двух даек $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (по pl) дало цифры 148.7 ± 4.2 и 126.0 ± 3.5 млн лет (рис. 2 б), что говорит о том, что эта палеорифтовая структура активно функционировала не менее 23 млн лет, т.е. практически в течение всей поздней стадии позднемезозойского этапа развития ЗФИ.

При медленных процессах растяжения со сменой магнитной полярности порции магнитоактивного вещества, внедряющиеся в широкой полосе, могут наслаиваться друг на друга без формирования линейных зон с четким различием аномалий по хронозонам. Различимая линейность в АМП с какой-то преимущественной полярностью может отражать эпоху с преобладанием этой полярности, но охватывающую временной интервал с несколькими инверсиями полярности. Сопоставляя разрез I-I (рис. 1 б) с плотными возрастными группами на юго-восточном продолжении линейных зон (рис. 3), мы предполагаем, что интервал 1 (рис. 1 б) рядом с центром симметрии, являющимся осью затухшего рифта, соответствует интервалу между аномалиями M12 и M14 геомагнитной шкалы (рис. 1 з), поскольку в нем преимущественно отрицательная полярность и он находится на северо-западном продолжении плотной группы образцов со сходным возрастом. Интервал 2

(рис. 1 б) соответствует периоду между аномалиями M15 и M19, а интервал 3 – между аномалиями M20 и M22. Проведенная оценка возрастов и индексирования полосчатых зон АМП, с учетом новых геологических данных, позволяет более точно, чем ранее [10], реконструировать положение палеорифтовой зоны на территории ЗФИ и может быть учтена при корреляции тектонических и магматических событий в Арктике.

Работа выполнена при поддержке Арктической программы Президиума РАН №32 «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

Литература

1. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. №4. С. 21–42.

2. Карякин Ю.В. Признаки рассеянного рифтинга на архипелаге Земля Франца-Иосифа // Тектоника современных и древних океанов и окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. Т. 1. С. 168–173.

3. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213–217.

4. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Траппы Сибири и ЗФИ: сравнительная характеристика // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 68–70.

5. Кашубин С.Н., Петров О.В., Андросов Е.А., Морозов А.Ф., Каминский В.Д., Поселов В.А. Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 5–13.

6. Михальцов Н.Э., Карякин Ю.В., Абашев В.В., Бразин В.Ю., Верниковский В.А., Травин А.В. Геодинамика Баренцево-Карской окраины в мезозое на основе новых палеомагнитных данных для пород архипелага Земля Франца-Иосифа // ДАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 692–696.

7. Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83.

8. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-

геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 199–202.

9. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморская мезозойская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста // ДАН. 2011. Т.439. №3. С. 376–382.

10. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Дайки острова Хейса (арх. Земля Франца-Иосифа): тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 27–331.

11. Harland W.B., Armstrong R., Cox A., Craig L., Smith A., Smith D. A Geologic Time Scale 1989. New York: Cambridge University Press, 1990. 263 p.

12. Karyakin Yu.V., Shipilov E.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V. Phases and stages of the plume magmatism in the Franz-Josef Land archipelago // Large Igneous Provinces of Asia. Abstracts of the International Symposium. Irkutsk. 2011. P. 96–98.

13. Klitzke P., Faleide J.I., Scheck-Wenderoth M., Sippel J. A lithosphere-scale structural model of the Barents Sea and Kara Sea region // Solid Earth. 2015. V. 6. P. 153–172.

14. Minakov A., Faleide J.I., Glebovsky V.Y., Mjelde R. Structure and evolution of the northern Barents–Kara Sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // Geophys. J. Int. 2012. V. 188. P. 79–102.

15. Verba V.V., Truhalev A.I. Plume origin of the Central Arctic uplifts evolution in the Amerasian Basin of the Arctic Ocean // Russ. J. Earth. Sci. 2016. V. 16. P. 1–6.

Г.Л. Кириллова¹

Событийный анализ как основа реконструкции геодинамических обстановок в меловом периоде (Дальний Восток России)

История развития Земли имеет непрерывно-прерывистый характер и представляет собой периоды относительно стабильных условий, сменяющихся эпизодами быстрых изменений. Эти изменения могут быть периодическими, связанными с воздействием Солнечной системы, или эпизодическими.

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения РАН, Хабаровск, Россия

Выявление интегрированной последовательности событийно-стратиграфических уровней весьма актуально для исследования палеобассейнов, т.к. опирается на весь комплекс седиментологических, палеонтологических и биостратиграфических методов. Практическая ценность такого исследования очевидна, т.к. последовательность событийных уровней представляет собой опорный каркас любых геологических построений и может служить основой для определения и ранжирования переломных рубежей в истории геологического развития осадочных бассейнов.

Событийно-стратиграфическая методика как особое направление междисциплинарных исследований в неявном виде использовалась при первоначальном разграничении геологических систем, отделов и ярусов. Однако недостаточное внимание обращалось на точность биостратиграфических датировок границ стратонов и их синхронизацию при составлении разрезов [1, 5–7]. В последнее время точность определения продолжительности событий возросла.

В результате исследований большой группы специалистов выявлена и охарактеризована последовательность глобальных событийных уровней разного масштаба для осадочных толщ фанерозоя [10].

Для России и смежных территорий первые попытки отразить событийность в эволюции седиментогенеза и биоты в фанерозойских отложениях были сделаны при составлении заключительного тома издания по геологическому строению и минерагении СССР [2], а также в некоторых работах по секвенсстратиграфии [3, 4]. На рисунке показана цикличность разного порядка на примере разреза Буреинского бассейна.

Современные геологические данные позволяют выявить последовательность локальных и региональных геологических событий (седиментологических, биотических, химических и др.) в осадочных бассейнах Дальнего Востока и сопоставить их с глобальными событиями. По возможности определить значимость биологических событий (от первого до пятого порядков по Walliser [10]. С этой целью для каждого бассейна (Буреинского, Среднеамурского, Зeya-Буреинского, Торомского, Удского) обоснованы: региональные меловые биотические события по смене определенных групп фауны и флоры; седиментологические события по смене осадочных комплексов; тектонические события с использованием перерывов и несогласий.

По литературным источникам эти события сопоставлены с глобальными, используя данные С. Маруямы и др. [8] по Дальневосточному региону и М. Сетона с большим количеством соавторов по всему земному шару за 200 млн лет [9], а также Я. Яна [11], суммировавшего события, происшедшие в позднем мелу в Восточной Азии, включая эксгумацию, седиментацию, деформации, аккрецию, милонитизацию и магматизм.

система	отдел	ярус	под-ярус	толщина, м	свиты/толщи и их мощность в м	Орогенная и палеогеография (Ren et al., 1999)	циклы	Мелоселект-МС	Секвенсы (циклы 4-го порядка)	Скорость осадimentации, млн л	Факторы
Р	Н						1-го порядка	2-го порядка	3-го порядка		
МЕЛОВАЯ	Верхний	Датский	В	65.5	Песчановая толща, 300		Глинистый	Мелоселект - 6, 30 млн л, 100-150	С 6.1 – 10 млн л	30	континентальный
		Маастрихтский, K ₁ m	В	70.6							
		Кампанский, K ₂ km	В	83.5							
		Сантоновый, K ₃ st	В	85.6							
		Коньяльский, K ₄ k	В	89.3							
		Туронский, K ₅ t	В	93.5							
		Сеноманский, K ₆ s	В	99.6							
		Альбионский, K ₇ al	В	112.0	Кыргайская свита, K ₇ kh, 750-1050	Поднявчанская					
		Алтыйский, K ₈ a	В	125.0	Иорекская свита, K ₈ ir, 550-700	Сихотэ-Алинская					
		Барремский, k ₉ br	В	130.0	Чемчунская свита, K ₉ cm, 500-600	Среднеявчанская 2-ой эпизод					
		Готервиский, K ₁₀ h	В	136.4	Чадданьская свита, K ₁₀ ch, 100-600						
		Валанжонский, K ₁₁ v	В	140.2	Солонийская свита, K ₁₁ sl, 600						
	Нижний	Бермиский, K ₁₂ b	В	145.5	Ургал-кент, J ₁ urk, 110-140		Поднявчанский субцикл	Мелоселект - 4, 32 млн л, 100-150	С 5.2 – 10.2 млн л	74-88	континентальный
		Титонский, J ₁ t	В	150.8	Дубликанская свита, J ₁ db, 250-600						
		Кимериджский, J ₂ km	В	155.7		Среднеявчанская 1-ый эпизод					
		Оксфордский, J ₃ o	В	161.2		Раннеявчанская					
		Келловейский, J ₄ k	В	164.7	Талдыканская свита, J ₄ td, 250-400	Поднявчанское несогласие					
		Батский, J ₅ b	В	167.7	Чалгановская свита, J ₅ ch, 800-1000						
		Байосский, J ₆ b	В	171.6	Эпильская свита, J ₆ e, 1000-2200	Коллизия Сибирского и Сино-Корейского кратонов вдоль Монголо-Охотской сuture					
		Ааленский, J ₇ a	В	175.6	Эвонская свита, J ₇ e, 900-1400						
		Тоарский, J ₈ t	В	183.0	Синалтинская свита, J ₈ sl, 700-1000						
		Плинезский, J ₉ p	В	189.6	Дешовская свита, J ₉ d, 400-700	Раннеявчанская 1-ый эпизод					
		Синеморский, J ₁₀ s	В	196.5	Таканская свита, J ₁₀ ta, 600-1000	Среднеявчанское несогласие					
		Геттанский, J ₁₁ g	В	199.6	Умалтинская свита, J ₁₁ u, 1200						
ТРИАСОВАЯ	Верхний	Ротский, T ₁ r	В	203.6		Поднявчанская	Индозанский субцикл	Мелоселект - 1, 28 млн л, 100-150	С 1.1 – 3.4 млн л	118	морское
		Норийский, T ₂ n	В	207.0	Демуканская толща, T ₂ d, 400	Раннеявчанское несогласие					

Секвенстратиграфическая и циклическая событийная модель поздне триасовых– меловых отложений Буреинского бассейна

Литература

1. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с. (МНР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК).

2. Зональная стратиграфия фанерозоя России / Науч. ред. Т.Н. Корень. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
3. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на Востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 3–20.
4. Кириллова Г.Л. Принципы секвестратиграфии и их возможное приложение к изучению меловых осадочных систем юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии. III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2001. С. 62–72.
5. Корень Т.Н. (ред.). Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 168 с.
6. Хоментовский В.В. Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 43–56.
7. Хоментовский В.В. Актуальные вопросы стратиграфии неопротерозоя в Сибирском гипостратотипе рифея // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 5. С. 529–545.
8. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. V. 5-6. P. 113–142.
9. Seton M., Müller R.D., Zachirovic S, Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Science Reviews. 2012. V. 113. P. 212–270.
10. Walliser O.H. (ed.). Global Events and Event Stratigraphy in Phanerozoic. Berlin: Springer, 1995. P. 173–224.
11. Yang Y. An Unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constrains on the plate reorganization of the Northwest Pacific.

Щиты древних платформ как самостоятельные структурные элементы земной коры

Познание раннедокембрийской земной коры остается одним из важнейших направлений научных исследований. При этом, несмотря на длительную историю ее изучения, все еще сохраняется дискуссионность многих аспектов раннедокембрийской геологии и геологической истории. Одна из объективных причин этого состоит в том, что выходы древнейших образований на земную поверхность, главным образом на щитах древних платформ, значительно меньше их первоначального распространения и предполагаемого объема в современной континентальной земной коре. Поэтому, в силу значительно больших объемов погребенного нижнего докембрия, по сравнению с обнаженным, в настоящее время отсутствуют выявленные и надежно аргументированные закономерности его строения, в связи с чем решение общих, или глобальных, проблем раннедокембрийской геологии на имеющемся материале оказывается, как бы недостаточно представительным. Взгляды разных исследователей различаются в зависимости от используемых материалов и субъективных концептуальных представлений. При этом общим для разных представлений является *отсутствие целостной структурно-тектонической картины раннедокембрийской коры* и, как следствие, недооценка ее роли в выяснении условий формирования. Выводы об этих условиях в настоящее время делаются без учета структурных особенностей нижнего докембрия, а базируются в основном на интерпретации вещественных свойств слагающих его пород и их ассоциаций, преимущественно путем сопоставления с образованиями различных фанерозойских геодинамических обстановок.

Однако достоверность выводов об условиях формирования и эволюции ранней земной коры, базирующихся на современном представительном материале, может быть значительно увеличена при ограничении задач не ранним докембрием в целом, или всей раннедокембрийской земной корой, а только земной корой достаточно хорошо и полно изученных щитов. Это тем более целесообразно в связи с тем, что все больше объективных данных свидетельствует в пользу возможности рассмотрения щитов в качестве самостоятельных структурных элементов континентальной земной коры, а не просто выходов на поверхность фундамента древних платформ.

¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франко

Щиты древних платформ являются типовыми областями развития нижнедокембрийских комплексов на всех континентах. В числе общеизвестных сведений о докембрийской геологии щитов следует назвать: а) огромную продолжительность раннего докембрия, превышающую всю последующую историю земной коры; б) гетерогенность и гетерохронность развитых на щитах образований; в) сходство вещественных комплексов щитов по их петрографическому составу и минеральным парагенезисам пород, относящихся к различным температурным фациям и фаціальным сериям по давлению. Для всех щитов составлены и изданы обзорные, региональные и среднемасштабные карты геологического, тектонического и металлогенического содержания. Установлена связь с раннедокембрийскими комплексами щитов многих важнейших для современной экономики видов полезных ископаемых.

Уже продолжительное время подавляющим большинством геологов щиты рассматриваются как составные части древних платформ, или кратонов, в их первоначальном, классическом понимании (А.П. Архангельский, Л. Кобер и др.). В основе этих представлений лежит практически общепринятое деление континентов на складчатые области (системы) и платформы, а последних – на щиты и плиты. При этом остается в тени очевидное противоречие такого деления, так как щиты – это области практически непрерывного развития сложных складчатых структур и по этому признаку они стоят ближе к складчатым областям, чем к плитам. Некоторые авторы и сейчас еще по отношению к щитам используют названия "раннедокембрийские складчатые области".

Следовательно, по чисто структурному признаку, характеризующему строение верхней, приповерхностной части коры достаточно крупных территорий, без учета возраста слагающих их комплексов, оказывается возможным другое дихотомическое деление континентов на **плиты** (части земной коры с двухэтажным строением – складчатым фундаментом и субгоризонтальным залеганием осадочных толщ верхнего этажа) и **складчатые области**, а последних на фанерозойские (с осадочно-вулканогенным и сопутствующим интрузивным выполнением) и раннедокембрийские (с кристаллическим, преимущественно метаморфо-ультраметаморфогенным выполнением).

В итоге, с учетом формы залегания и возраста стратигенных толщ, на территории континентов можно выделить три равноценных типа структурных элементов: а) раннедокембрийские складчатые области – щиты, б) фанерозойские складчатые области, в) фанерозойские плиты. Обращает на себя внимание отсутствие раннедокембрийских плит, что подчеркивает возрастную индивидуальность щитов, как единственного

типа областей преобладающего распространения раннедокембрийских образований на площади континентов.

Приведенные рассуждения неизбежно подводят к выводу о щитах как о самостоятельных, унаследовано развивающихся элементах континентальной земной коры. Наиболее последовательно идея самостоятельности щитов проводилась Н.С. Шатским [6], она неоднократно поднималась и по-разному освещалась рядом геологов и геофизиков (Л.В. Витте, К.О. Кратцем, Н.И. Павленковой, И.А. Соловьевой, Ю.М. Шейнманом, С.В. Богдановой и другими).

Для обоснования самостоятельности щитов, как структурных элементов земной коры, формально оказывается достаточным уже одного признака – отсутствия в геологическом разрезе и сейсмическом профиле щитов слоя осадочных пород, который отчетливо выражен во всех иных типах земной коры, или его маломощным и прерывистым распространением на площади. Однако, сам по себе, без дополнительных данных, этот признак еще не свидетельствует о самостоятельной геоструктурной природе щитов.

Н.С. Шатский еще в 1947 году [6] показал конседиментационный характер докембрийских щитов, отмечая уменьшение по направлению к щитам мощности отложений чехла плит, что свидетельствует об их отчетливой геотектонической обособленности на плитном этапе развития. При этом он считал, что "щиты нельзя рассматривать только как выход на поверхность кристаллического основания, как наиболее поднятую, лишенную осадочного покрова часть платформы, как вскрытое эрозией ядро крупного сводового поднятия, а плиту неправильно понимать только как погруженную его часть, кристаллический фундамент которой погребен под осадочные слабо измененные осадки. Щиты и плиты – самостоятельные единицы платформы, разделенные уступом, хотя положим, но всюду ясно выраженным" [6, с.476]. "Щиты представляют собой как бы более устойчивые участки платформы, которые свидетельствуют об общем высоком положении кратона и остались почти на месте с древних времен, в то время как плиты интенсивно прогибались" [6, стр. 479].

Основные данные, свидетельствующие о структурно-морфологической индивидуальности щитов в составе континентальной земной коры, и позволяющие рассматривать их в качестве самостоятельных геоструктурных элементов, получены благодаря геофизическим исследованиям. Их результаты освещены в публикациях Л.В. Витте, Н.И. Павленковой, И.А. Соловьевой, А.А. Трипольского, Н.В. Шарова и др.

Согласно построениям [1, 3], мощность земной коры щитов и плит в целом и их скоростные профили заметно различаются. Разница в мощ-

ностях кристаллической части коры до Мохо составляет около 10 и более километров. Большая мощность кристаллической земной коры на щитах, по сравнению с окружающими их плитами, подтверждена в настоящее время сейсмологическими разрезами земной коры, пересекающими все щиты и прилежащие плиты на территории Северной Евразии. Специфика глубинного строения щитов, по сравнению с другими структурными элементами земной коры, проявляется и в ее высокой вертикальной дифференцированности, устанавливаемой по сейсмическим данным. В числе специфических признаков строения коры щитов следует назвать наличие ясно выраженных неглубоко залегающих (5–15 км) "волноводов"

Обобщенная характеристика глубинного строения земной коры щитов по данным ГСЗ уже почти 30 лет назад была сделана И.А. Соловьевой [4]. Автор отмечает, что "качественная картина глубинного строения земной коры оказывается в основных чертах сходной, тогда как количественные показатели ... (абсолютные глубины залегания сейсмических границ, мощности отдельных слоев и коры в целом, численные значения скоростей) местами весьма существенно различны" [4, с. 3–4]. Отмеченные И.А. Соловьевой и некоторые другие характерные особенности земной коры щитов древних платформ, безотносительно их сравнения с плитами, позднее были подтверждены на более широком материале А.А. Трипольским и Н.В. Шаровым [5].

Сказанное позволяет рассматривать щиты древних платформ как целостные самостоятельные элементы земной коры, а не только как выведенные на дневную поверхность части фундамента платформ, и на основании имеющихся материалов создать модель их раннедокембрийской структурно-вещественной эволюции без привлечения данных по фундаменту плит. При этом выводы об условиях формирования "щитовых" комплексов и структур свидетельствуют о коренных отличиях эволюции щитов от структур неогей и могут быть распространены на весь фундамент кратонов с учетом некоторых особенностей его строения на территории плит [2].

Литература

1. *Вутте Л.В.* Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск: Наука, 1981. 210 с.
2. *Кирилюк В.П.* Геодинамика раннедокембрийской земной коры: концепция кратоногенеза // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2015. С. 207–210.
3. *Павленкова Н.И.* Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1973. 217 с.

4. Соловьева И.А. Глубинное строение щитов древних платформ (обзор и проблемы) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 3–16.
5. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 159 с.
6. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3. // Изв. АН СССР. сер. геол. 1947. № 5. С. 37–56. (Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1964. С. 475–494).

В.П. Кирилюк¹

Об особенностях тектоники и эволюции щитов древних платформ (на примере фундамента Украинского щита)

Общие вопросы тектоники и эволюции раннедокембрийской земной коры, обнажающейся на щитах древних платформ, большинством исследователей долгое время характеризовались в рамках теории геосинклиналей, а в последние десятилетия чаще всего освещаются с позиций новой глобальной тектоники. При этом, используются лишь отдельные фрагменты состава и структуры щитов и до сих пор отсутствует общая целостная картина их строения. Между тем, современный уровень изученности раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ, их сопоставление между собой и со складчатыми областями неогей, показывает безусловное подобие геологического строения и неповторимые геологические особенности этих раннедокембрийских геоструктурных элементов земной коры по сравнению со структурами неогей. Именно эти особенности свидетельствуют о специфическом характере развития земной коры щитов в течение всего раннего докембрия и невозможность априорного применения к ним известных геотектонических концепций.

Все основные особенности тектонического строения и геотектонической эволюции раннедокембрийской земной коры щитов отчетливо проявлены на Украинском щите и отражены на составленной автором тектонической карте его фундамента [2]. Схематическое изображение этой карты показано на рисунке. Проведенный при составлении карты геотектонический анализ дал возможность обосновать ряд выводов от-

¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов. Украина, Kyrylyuk.V@i.ua

носителем структуры и эволюции Украинского щита, которые имеют не только региональное, но и общее значение для раннего докембрия и проверены на материалах других щитов Северной Евразии. В сжатом изложении эти выводы сводятся к следующему:

1. Основу строения Украинского щита, как и других щитов, составляют стратометаморфические комплексы нижнего докембрия. Среди них выделены все главные типы комплексов: *гранулитогнейсовые* – нижний архей, *амфиболитогнейсовые* – средний архей, *зеленокаменные (метавулканогенные)* – верхний архей, *железисто-кремнистосланцевые (метавулканогенно-хемогенно-терригенные)* и *гнейсо-сланцевые (метакarbonатно-терригенные)* – нижний протерозой. Стратометаморфические комплексы вместе с сопутствующими ультраметаморфическими и интрузивными образованиями составляют структурно-формационные комплексы (рисунок). Гранулитогнейсовые комплексы на значительных площадях испытали диафторез амфиболитовой фации и изофациальный ультраметаморфизм.

2. Сравнительный геолого-формационный анализ показал, что последовательно сформированные разнофациальные стратометаморфические комплексы по своему формационному составу, с учетом разницы метаморфизма, не сопоставимы ни друг с другом, ни с известными геотектоническими формационными рядами структур неогей [1]. Это свидетельствует о направленной геоэволюционной природе изменения условий образования этих комплексов и, как следствие, их формационного состава.

3. В структуре Украинского щита установлено шесть мегаблоков и фрагмент Волыно-Полесского вулканоплутонического пояса (рисунок). Названные выше стратометаморфические комплексы составляют основу структурно-формационных комплексов – структурных этажей мегаблоков. Разные сочетания в них структурно-формационных комплексов позволяют выделить пять типов мегаблоков, известных и на других щитах [3]: а) гранулитовый; б) гранулит-диафторитовый, в) гранулит-амфиболитовый, г) амфиболит-зеленокаменный (гранит-зеленокаменный), д) гранитно-гнейсосланцевый.

4. По характеру распространения стратометаморфических комплексов в мегаблоках различаются две группы комплексов: а) распространенные во всех или в большинстве мегаблоков – гранулитогнейсовые и амфиболитогнейсовые, б) распространенные только в определенных типах мегаблоков – зеленокаменные, железисто-кремнистосланцевые и гнейсо-сланцевые. На этом основании в раннедокембрийской эволюции Украинского и других щитов выделяется два этапа геотектонической эволюции [1]: а) этап неотчетливой, догеоблоковой тектонической дифференциации, б) этап отчетливой, геоблоковой тектонической диффе-

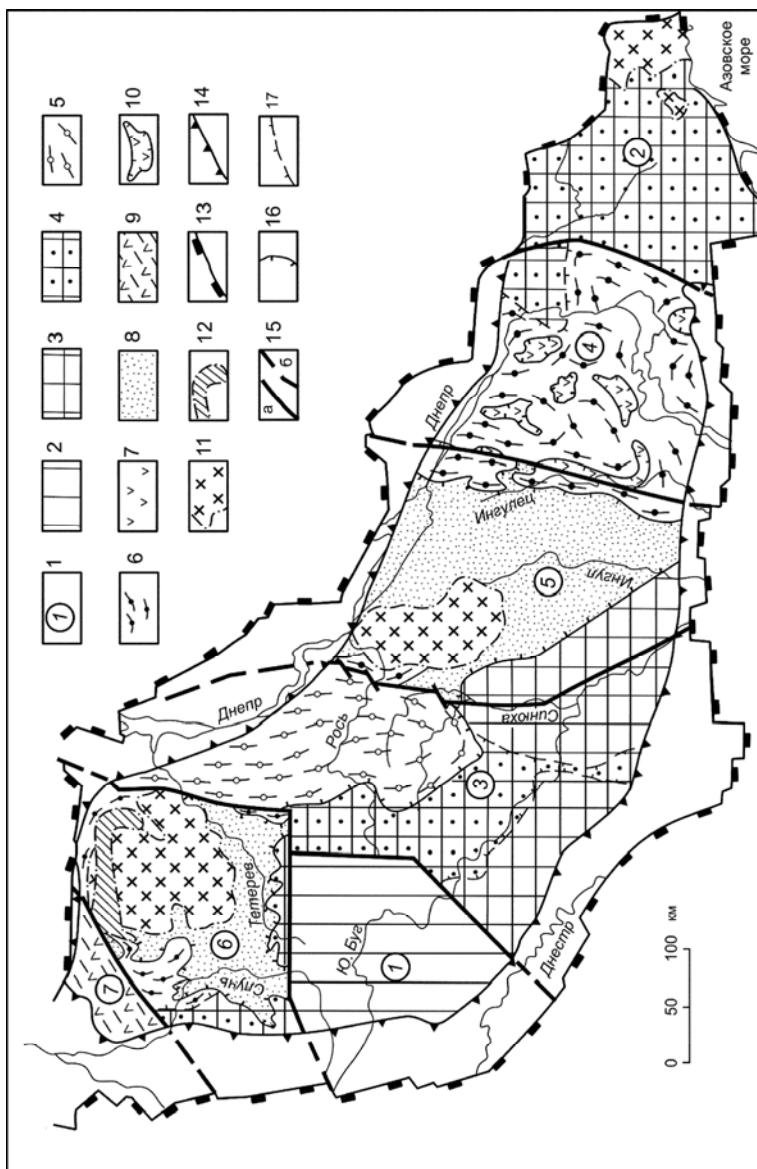


Рис. 1. Тектоническая схема фундамента Украинского щита

Условные обозначения:

1 – главные структурные элементы: 1–6 – мегаблоки (цифры на схеме): Подольский гранулитовый (1), Приазовский гранулит-диафоритовый (2), Бугско-Росинский гранулит-амфиболитовый (3), Приднепровский гранитно-зеленокаменный (4), гранитно-гнейсосланцевые Кировоградский (5) и Волынский (6); 7 – Волыно-Полесский вулcano-плутонический пояс; 2–9 – главные структурно-формационные комплексы: 2 – гранулитовый супраструктуры Подольского мегаблока, 3 – гранулитовые инфраструктуры Бугско-Росинского и Кировоградского мегаблоков, 4 – гранулит-диафорит-гранитные инфраструктуры Бугско-Росинского и Приазовского мегаблоков, 5 – амфиболит-гранитные супраструктуры Бугско-Росинского мегаблока, 6 – амфиболит-гранитные инфраструктуры Приднепровского, Кировоградского и Волынского мегаблоков, 7 – зеленокаменный (метавулканогенный) и железисто-кремнистосланцевый (метатерригенно-вулканогенно-хемогенный) супраструктуры Приднепровского мегаблока (объединены в масштабе схемы), 8 – гранитно-гнейсосланцевые супраструктуры Кировоградского и Волынского мегаблоков; 9 – вулcano-плутонический комплекс Волыно-Полесского пояса; 10 – зеленокаменные пояса – фрагменты супраструктуры Приднепровского мегаблока; 11 – крупные автономные интрузивные массивы (мелкие массивы объединены с комплексами, которые они прорывают); 12 – Овручский прогиб и его сателлиты; 13 – граница щита по краевым сбросам; 14 – граница щита по выходам фундамента; 15 – пограничные межмегаблоковые зоны разломов (а) и их продолжение под платформенным чехлом (б); 16 – граница структурных этажей мегаблоков (подошва супраструктуры мегаблоков); 17 – граница гранулит-диафоритовых зон инфраструктуры

ренциации. Для обозначения этих этапов полностью подходит предложенное В.И. Шульдинером [4] геотектоническое деление раннего докембрия на два *мегахрона* – *эогей* и *протогей*. В каждом из мегахронов выделяются ранняя и поздняя стадии, или *геохроны*, которые отличались формированием разных по геолого-формационному составу стратигенных комплексов.

5. Результаты изучения границ между структурными этажами мегаблоков свидетельствуют об их *согласованных структурно-метаморфических соотношениях*, что является признаком длительного совместного эндогенного тектоно-метаморфического развития в качестве *инфраструктуры* (нижний структурный этаж) и *супраструктуры* (верхний структурный этаж) мегаблоков. При этом вполне очевидно, что одновременно с интенсивными эндогенными (термальными и деформационными) процессами, которые охватили верхние структурные этажи, в инфраструктуре должны были также проходить активные преобразования более ранних комплексов. Этим, вероятно, объясняются часто близкие датировки слагающих их комплексов. В связи с общей эндогенной эволюцией структурных этажей мегаблоков, все они, по данным изотопного датирования, закончили свое структурно-вещественное развитие и приобрели современный вид в конце позднего протогея, около

2100–1900 млн лет назад, в результате общей кратонизации фундамента щитов.

Охарактеризованные главные черты строения фундамента Украинского щита, свойственные и другим щитам, позволяют сделать не только региональные, но и некоторые общие выводы, касающиеся их эволюции. Прежде всего, следует отметить, что все главные особенности состава, строения и эволюции щитов находят свое объяснение исходя из представлений о начальном высокотемпературном (около $+500^{\circ}\text{C}$) состоянии поверхности Земли, а также ее внешней и внутренней приповерхностных оболочек, и их последующем длительном охлаждении. Связанное с этим изменение палеогеографических и тектонических условий на поверхности Земли обусловило особенности состава и структурного положения последовательно сформированных стратометаморфических комплексов. Кроме того, несмотря на четкие различия этих комплексов, их формирование не укладывается в концепцию тектономагматических циклов и резкой смены всех условий на рубежах разных циклов. Более вероятным представляется то, что P – T -условия эндогенеза высокотемпературных комплексов ранних стадий развития продолжали существовать в инфраструктуре в пределах своих этажей и в течение последующих стадий. То есть, тектоническая и связанная с ней петрологическая эволюции происходили не путем отмирания всех условий предыдущих стадий, а как *смена на рубежах разных стадий условий и места проявления только процессов экзолитогенеза и одновременного общего наращивания числа обстановок тектогенеза и глубинного петрогенезиса.*

Именно специфическое высокотемпературное состояние земной коры и поверхности Земли в раннем докембрии и их последующая направленная эволюция могла стать, на наш взгляд, основной причиной кардинальных геогенетических отличий раннего докембрия – эогей и протогей – от неогей. Суть этих отличий заключается в том, что для неогей, как известно, причиной, определяющей структурно-вещественные особенности разных структур и стадий их развития, является тектонический режим, который и обуславливает геолого-формационный состав, метаморфизм, магматизм, характер дислокаций и особенности металлогении. В то же время, для донеогей определяющим явилось высокотемпературное начальное состояние земной коры и внешних оболочек Земли (первичной атмосферы и последующей гидросферы), длительная тепловая эволюция которых обусловила изменение обстановок и типов раннедокембрийского литогенеза, особенности метаморфизма и ультраметаморфизма разновозрастных комплексов, их металогениче-

скую специфику и даже структурную эволюцию фундамента щитов, в частности переход от эогей к протогею.

Изложенные представления составляют основу принципиально иных, по сравнению с существующими, теоретических положений, касающихся раннедокембрийской структурно-вещественной и геотектонической эволюции Украинского и других щитов, которую можно определить, как *концепцию кратоногенеза*.

Литература

1. Кирилюк В.П. Структурное положение архейских комплексов щитов и геотектоническая периодизация архея // Материалы I российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Геология и геодинамика архея. 27–29 сентября 2005 г. СПб.: Центр информационной культуры, 2005. С. 145–150.
2. Кирилюк В.П. Тектоніка фундаменту Українського щита (Пояснювальна записка до "Тектонічної карти фундаменту Українського щита" масштабу 1:2 000 000). Київ: УкрДГРІ, 2007. 76 с.
3. Кирилюк В.П., Смоголюк А.Г. Об основных структурных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита // Геол. журн. 1993. № 3. С 54–69.
4. Шульдинер В.И. О периодизации раннего докембрия // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 115–119.

Д.В. Коваленко¹

Палеомагнетизм фанерозойских геологических комплексов Монголии и Тувы

Анализ доскладчатой близкой к первичной намагниченности показал:

1. Каледонский блок перемещался независимо от Сибирского кратона с ордовика до девона, и был расположен к северу от Сибирского континента (рисунок).
2. В девоне произошло тектоническое совмещение каледонского блока и Сибири (рисунок). С этим событием были связаны деформации раннефанерозойских пород, гранитоидный и мантийный магматизм.

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

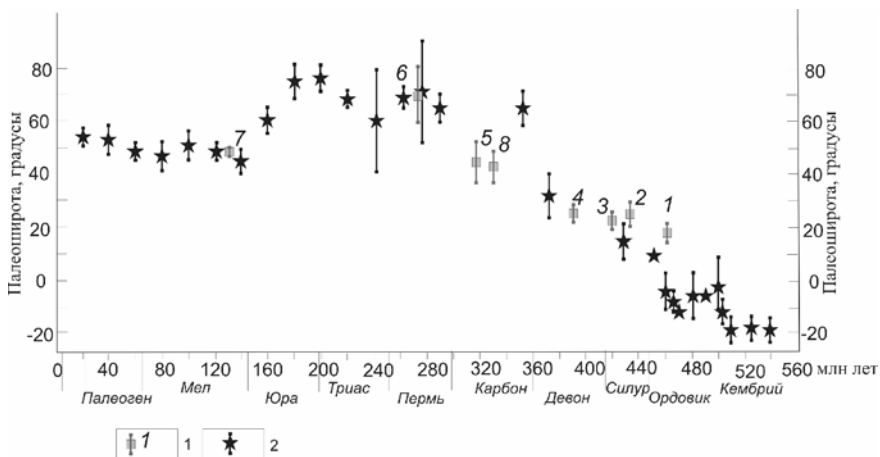


Рисунок. Палеошироты, рассчитанные из палеомагнитных полюсов Сибири (1) [3, 5] и каледонского блока Центральной Азии (2) [1, 2, 4, 6]

3. Толщи каледонского блока вращались в горизонтальной плоскости относительно Сибири, возможно, из-за транспрессивного типа столкновения.

4. В позднем карбоне – перми палеошироты каледонского блока значительно отличаются от сибирских палеоширот. Возможно, это отличие связано с образованием Монголо-Охотского океана.

Анализ послескладчатой намагниченности показал:

1. В раннефанерозойских породах Монголии и Тувы выделяются вторичные компоненты намагниченности прямой и обратной полярности.

2. Компоненты намагниченности прямой полярности связаны с мезозойским перемагничиванием. Компоненты обратной полярности, по-видимому, были сформированы в позднем карбоне – перми в период суперхрона обратной полярности.

3. Анализ распределения компонент намагниченности обратной полярности в структуре Монголии позволяет провести районирование. Выделяются районы Монголии с незначительными постпермскими деформациями пород, со сложными постпермскими деформациями и крупные блоки, развернутые вокруг горизонтальной оси [2].

Литература

1. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. №5. С. 81–96.

2. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 88–106.
3. Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореф. дисс. ... докт. физ.-мат. наук. М., 2015.
4. Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y. et al. Siluro-Devonian paleo-magnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia)' implications for the paleo-geography of Siberia // J. of Geophys. Res. 2000. V. 105. № B6. P. 13509–13518.
5. Besse, J., Courtillot, V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. N B11. P. 6–31.
6. Van Hinsbergen D., Straathof G.B., Kuiper K.F., Cunningham W.D., Wijbrans J. No vertical axis rotation during neogen transpressional orogeny in the NE Goby Altai: coinciding Mongolian and Eurasian early cretaceous apparent polar paths // Geophys. J. Int. 2008. N17. P. 105–126.

И.К. Козаков¹, А.М. Козловский², В.В. Ярмолюк²

**Геодинамическая обстановка формирования поли-
и монометаморфических комплексов Южно-Алтайского
метаморфического пояса (Центрально-Азиатский
складчатый пояс)**

В структурах южного склона Гобийского, Монгольского и Китайского Алтая и в Восточном Казахстане (в “Иртышской зоне смятия”) в тектонических пластинах представлены глубокометаморфизованные породы, рассматриваемые в составе герцинского Южно-Алтайского метаморфического пояса (ЮАМП) [3, 4]. Процессы метаморфизма в его формировании проявились дважды: около 390–380 (M₁) и 370–360 (M₂) млн лет назад [1, 2, 6, 7]. Возрастные рубежи процессов метаморфизма были установлены по цирконам синметаморфических гранитоидов; практически аналогичные оценки возраста (384±2 и 358±6 млн лет) получены при датировании метаморфогенных цирконов [1]. В большинстве тектонических пластин ЮАМП проявлен региональный метаморфизм амфиболитовой фации повышенного давления M₂ (кианит-силлиманитовая фациальная серия), который определяет их внутреннюю структуру. В ряде пластин устанавливаются реликтовые парагенезисы и структуры

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

более раннего метаморфизма высокотемпературной амфиболитовой и местами гранулитовой фации пониженного давления M_1 (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) [2]. В результате в тектонических пластинах ЮАМП совмещены фрагменты поли- и монометаморфических кристаллических образований. Их контакты в большинстве случаев контролируются синметаморфическими сдвиговыми зонами, сопряженными с наложенным метаморфизмом (M_2).

Характерными образованиями тектонических пластин ЮАМП являются дайки базитов гашуннурского комплекса, превращенные в амфиболиты и гранатовые амфиболиты, образующие как отдельные тела, так и рои. Их внедрение происходило в интервале между метаморфизмами M_1 и M_2 . Эти дайки являются более поздними как по отношению к метаморфизму M_1 , так и завершающим его гранитоидам. То есть позднему эпизоду регионального метаморфизма M_2 в интервале около 380–370 млн лет предшествовал период стабилизации ранее образованной континентальной коры и рифтогенез. По структурному положению выделяются дайковые тела и небольшие массивы, вовлеченные в процессы надвигообразования и постнадвиговые дайки. Именно последние в ряде случаев формируют дайковые рои.

По химическому составу дайки гашуннурского комплекса преимущественно отвечают в различной мере дифференцированным умеренно-титанистым базальтам. Доминирующая группа даек обладает практически горизонтальным спектром REE ($(La/Yb)_{ch}=1.1–1.6$) и не имеет Nb-Ta аномалии ($(La/Nb)_{pm}=0.6–1.3$) в спектрах нормированных содержаний несовместимых микроэлементов и лишь выделяется минимумом в концентрациях Sr. Иные геохимические характеристики имеет малая группа пород, в спектрах распределения микроэлементов которых наблюдается отчетливое обогащение легкими REE над тяжелыми ($(La/Yb)_{ch}=3.4–7.5$), фиксируется Nb-Ta минимум ($(La/Nb)_{pm}=1.9–4.4$) и Sr максимум. В целом по геохимическим характеристикам большинство даек гашуннурского комплекса наиболее близко соответствует обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов. В подчиненной группе пород отчетливо проявлены геохимические характеристики, определяющие надсубдукционные обстановки их формирования.

В тектонических пластинах Монгольского Алтая ранний метаморфизм M_1 , как правило, проявлен в относительно узкой полосе их южных частей. Структурно-метаморфические преобразования, связанные с метаморфизмом M_2 , регионально проявлены как в ранее неметаморфизованных породах, так и повторно в уже метаморфизованных толщах. То есть сочленение этих образований происходило до начала метамор-

физма повышенного давления (M_2), когда был сформирован пакет тектонических пластин на окраине Сибирского палеоконтинента.

В тектоническом плане ЮАМП приурочен к зоне сочленения структур Палеоазиатского океана и Сибирского каледонского палеоконтинента, южный край которого до начала позднего силура развивался в режиме пассивной окраины. В раннем девоне в пределах океанических бассейнов обрамления каледонского палеоконтинента начались процессы конвергенции, которые, по-видимому, были связаны с изменениями в динамике океанической литосферы, а в окраине каледонского палеоконтинента произошел переход к режиму активной окраины и заложение Сибирского субдукционного пояса [5]. С этим процессом связан ранний эпизод регионального метаморфизма M_1 в интервале времени около 390–380 млн лет. Условия этого метаморфизма (повышенная температура и пониженное давление) предполагают пологую субдукцию горячей океанической плиты вследствие близкого расположения оси спрединга в палеоокеанической области. В ходе субдукции спрединговый центр перемещался в направлении новообразованной активной окраины каледонского палеоконтинента и впоследствии был субдуцирован под окраину континента. С его прохождением под краем континента могло быть связано развитие рифтогенных процессов в пределах последнего, прерывание субдукционного процесса и кратковременная стабилизация. Внедрение даек гашунурского пояса отвечает этому этапу субдукции спредингового хребта. Геохимические характеристики даек близки к E-MORB, что свидетельствует о доминировании деплетированного астеносферного компонента в их источнике при невысокой степени его плавления. Присутствие даек с надсубдукционными геохимическими характеристиками показывает вовлечение в область плавления также вещества мантийного клина.

Позднедевонский этап метаморфизма повышенного давления при умеренной температуре M_2 , коррелируется с аккрецией среднепалеозойских островодужных комплексов Южной Монголии к краю Сибирского палеоконтинента. С этим согласуется развитие надвиговых структур в тектонических пластинах и в их обрамлении на территории Монгольского Алтая. В Южно-Монгольских геологических структурах конец девона также ознаменовался деформациями, в которые были вовлечены палеоокеанические комплексы. Раннекарбоновые вулканические породы уже не подвержены интенсивным деформациям и залегают на более древних комплексах со структурным несогласием.

Таким образом, формирование ЮАМП отражает основные этапы развития девонской континентальной окраины каледонского палеоконтинента. Пологая субдукция горячей молодой океанической плиты

вблизи оси спрединга обусловила ранний эпизод метаморфизма M_1 (390–380 млн лет). Погружение самого спредингового хребта и открытие астеносферного окна инициировало становление гашуннурского дайкового комплекса. Можно полагать, что субдуцируемый спрединговый хребет являлся осью задугового бассейна, располагающегося между Алтайской окраиной Сибирского палеоконтинента и системой Южно-Монгольских островных дуг. Фрагменты вулканических толщ этого бассейна в виде шаровых лав с геохимическими характеристиками задуговых базальтов сохранились непосредственно к югу от метаморфических комплексов Монгольского Алтая. Поздний эпизод метаморфизма M_2 (370–360 млн лет) отвечает аккреции островодужных комплексов Южной Монголии к Алтайской окраине Сибирского палеоконтинента.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 17-05 00130)

Литература

1. Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К. и др. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника. 1992. № 2. С. 104–112.
2. Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В. и др. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинит Монгольского и Гобийского Алтая // ДАН. 2002. Т. 386. № 1. С. 82–87.
3. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н. и др. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 519–524.
4. Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я. и др. Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника. 2011. № 3. С. 7–30.
5. Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45–62.
6. Demoux A., Kroner A., Negner E. et al. Devonian arc-related magmatism in the Tseel terrane of SW Mongolia: chronological and geochemical evidence // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. P. 1–13.
7. Jiang Yi., Sun M., Kroner A. et al. The high-grade Tseel Terrane in SW Mongolia: An Early Paleozoic arc system or a Precambrian sliver? // Lithos. 2012. V. 142–143. P. 95–115.

Эдиокарский метаморфический пояс повышенного давления в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса

Тувино-Монгольский террейн (ТМТ) Центрально-Азиатского складчатого пояса представляет собой композитную структуру с терригенно-карбонатным чехлом эдиакария – нижнего кембрия. Структуру северной части ТМТ образуют раннедокембрийский и неопротерозойские блоки. Сангиленский и Ханхухэйский блоки южной части также входят в композитную структуру, в которой в ходе раннепалеозойского метаморфизма умеренного-пониженного давления спаяны различные по условиям формирования структурно-вещественные комплексы. В кристаллических комплексах обоих блоков установлен более ранний метаморфизм повышенного давления, завершение которого определяют граниты с возрастом 536 ± 6 млн лет [1]. В Сангиленском блоке этот метаморфизм достигал условий кианит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации повышенного давления ($670\text{--}720^\circ\text{C}$, 7–8 кбар) и сопровождался мигматизацией и формированием кианит содержащих гранитов; в более низкотемпературных зонах установлены породы с парагенезисом кианита со ставролитом. В Ханхухэйском блоке также встречены парагенезисы амфиболитовой фации повышенного давления – *ставролит-биотит-кианит-мусковитовой* субфации амфиболитовой фации.

Типовыми интрузивными образованиями в обоих блоках являются гранитоиды ортоадырского комплекса, для которых установлены значения возрастов 521 ± 12 и 513 ± 4 млн лет. Их внедрение предшествовало раннепалеозойскому метаморфизму пониженного давления, происходившему в интервале около 500–490 млн лет. Сопоставимые значения возраста гранитоидов ортоадырского комплекса, а также их сходное положение по отношению к процессам раннепалеозойского метаморфизма и сопряженным с ним структурам дают основание полагать, что они определяют раннюю стадию преобразования пассивной окраины ТМТ в активную в среднем кембрии. Учитывая более точную оценку возраста ортоадырского комплекса Ханхухэйского блока 513 ± 4 млн лет, можно полагать, что собственно коллизионный процесс и связан-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

ное с ним образование надвиговых структур (включая глубинные) происходили в интервале около 515–505 млн лет после внедрения гранитоидов ортоадырского комплекса.

Формирование метаморфического пояса повышенного давления было завершено в палеоокеанической области обрамления ТМТ, причем ко времени сочленения блок новообразованной континентальной коры (включая гранитоиды ортоадырского комплекса) был уже относительно консолидирован. В ходе коллизионного процесса ранее сформированные породы моренского комплекса были повторно вовлечены в структурно-метаморфические преобразования. Для пород глубоководного шельфа, карбонатных толщ чехла ТМТ и фрагментов его неопротерозойского фундамента метаморфизм в интервале около 500–490 млн лет был прогрессивным [2, 3]. В глубинных сечениях новообразованной структуры *P–T*-условия раннепалеозойского метаморфизма достигали гранулитовой фации пониженного давления и локально сверхвысоких температур и низких давлений UHT-LP [4].

Источник тепла, необходимый для раннепалеозойского метаморфизма, пониженного давления, связан с заложением и развитием активной окраины неопротерозойского ТМТ. В этот период происходило поступление мантийного материала, что фиксирует присутствие габброидов и габбро-диоритов ранних фаз гранитоидных комплексов, а также даек базитов, предшествующих метаморфизму пониженного давления [2].

Проявление регионального метаморфизма повышенного давления на рубеже эдиакария – раннего кембрия не позволяет относить их к фундаменту карбонатных толщ шельфового чехла ТМТ. Метаморфические породы Ханхухэйского, Сангиленского, а также Каахемского блоков можно рассматривать как образования метаморфического пояса повышенного давления позднего эдиакария, причлененные в интервале около 515–505 млн лет к западной окраине ТМТ.

Высокоградные породы Сангиленского блока нельзя рассматривать как метаморфизованные аналоги толщ Окинской аккреционной призмы [5, 6]. Её верхнюю возрастную границу определяют силлы с возрастом 753 ± 16 млн лет, то есть интервал накопления толщ Окинской аккреционной призмы имеет значение около 820–750 млн лет [7], а накопление толщ моренского комплекса началось после 750 млн лет [3].

В отношении корреляции ТМТ с Сонгинским террейном, нужно отметить следующее: 1) эти структуры разделены палеоокеаническими и островодужными образованиями Джидинской зоны, переходящей в Озерную зону; 2) формирование блоков южной части ТМТ связано с процессами эдиакарского и раннепалеозойского метаморфизма, а региональный метаморфизм и складчатость Сонгинского террейна (как и

Дзабханского) происходили около 800–810 млн лет, его завершение фиксируют посткинematические гранитоиды с возрастaми 790–780 млн лет; 3) процессы эдикарского метаморфизма и магматизма не проявлены в сопредельных поздне- и раннедокембрийских структурах террейнах Хангая; 4) в раннедокембрийских блоках не проявлены процессы раннепротерозойского (880–780 млн лет) регионального метаморфизма, хотя в современной структуре Центральной Азии блоки пород раннего и позднего докембрия практически совмещены. Можно полагать, что в этот период зоны конвергенции, в которых шло формирование новообразованной континентальной коры, развивались независимо от структур древних кратонов. Положение блоков ранне- и протерозойской континентальной коры в современной структуре Центральной Азии, по-видимому, обусловлено более поздними палеозойскими сдвиговыми движениями. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00130).

Литература

1. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
2. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–512.
3. Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 1–20.
4. Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока ТМТ (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25, № 6. С. 635–645.
5. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский этап (770–800 млн лет), вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
6. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.

Знакопеременный сдвиг в окраинно-континентальной структуре Востока Азии

Разработкой знакопеременно-сдвиговой (ЗПС) модели автор занимается более 20 лет, в ходе моделирования структуры Востока Азии, акцентированного на новейший (эоцен-голоценовый) этап. Моделирование выполняется в рамках параллельно разрабатываемой базисной модели волновой нелинейной геодинамики [4]. В континентальной геологии до сих пор принято считать, что разломы развиваются в режиме однонаправленного сдвига. Но такая модель не учитывает взаимодействия исследуемой сдвиговой системы с синхронно развивающимися разломными системами иной ориентировки. Она не объясняет определяемых этим взаимодействием двух существенных свойств разломов и контролируемых ими геологических систем. Это достаточно внятно выражено на примере новейшей структуры Востока Азии. Во-первых, все разломы этой структуры фрагментированы. Их фрагменты группируются в ней в сложно построенные разломные зоны и системы мощностью (шириной) до многих десятков километров. Но при этом (во-вторых) контролируемые этими разломами геологические системы сохраняют свою целостность в течение весьма длительного времени. Последнее свойство особенно хорошо видно на примере Амуро-Ханкайского рифтогена, который структурируется субмеридиональной разломной системой Танлу, и разломами северной (субширотной) ветви Альпийско-Гималайского пояса. Этот крупнейший, протяженностью около 1500 км, рифтоген сохранил целостность своей эволюционирующей структуры с эоцена до настоящего времени. Однонаправленная сдвиговая модель отражает лишь определенный (относительно короткий) временной интервал развития того или иного фрагмента разлома. Отмеченные особенности и были положены в основу модели знакопеременного сдвига. Эта модель была подготовлена в процессе изучения ряда наиболее обеспеченных информацией разломных систем Востока Азии – Намурхэ-Амурской, Танлу, Инкоу-Хинганской, Центрально-Сихотэ-Алинской и др.

В соответствии с ЗПС-моделью, разломы двух взаимодействующих систем с нерегулярной периодикой меняют свою активность и направления сдвиговых перемещений, фрагментируя друг друга и превращаясь со временем в мощные, сложно построенные структуры. Фрагмен-

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН

тация разломов является результатом некомпенсированного смещения по более активному на данный момент разлому иной ориентировки. Но при этом амплитуда этих некомпенсированных смещений и связанных с ними остаточных сдвиговых деформаций всегда конечна. Это и обеспечивает целостность структурируемых разломами геологических систем. В процессе взаимодействия двух крупных разломных систем менее активная система подстраивается под более активную. Под ее влиянием она направленно усложняет свою структуру, иногда меняя ориентировку, с элементами ветвления. Все это крайне затрудняет увязку не только отдельных фрагментов разломов, но и разломных зон и систем в целом. В результате, практически на каждой карте (геологической, тектонической, неотектонической и пр.) и на схемах дешифрирования космоснимков появляется своя интерпретация разломной сети, со своей (авторской) субъективной ее увязкой. И все эти интерпретационные варианты зачастую слабо увязываются между собой.

Индикаторами ЗПС-режима являются два типа локализованных в зонах разломов инверсионных структур, которые развиваются в режиме, полярном по отношению к режиму вмещающей эти разломы структуре. К ним относятся инверсионные (приразломные) впадины и инверсионные (внутренние) поднятия. Инверсионные впадины (ИВ), для которых характерен режим растяжения, развиваются в орогенах, в которых доминирует режим сжатия. Модель формирования ИВ разработана на примерах впадин, локализованных в зонах разломов Монголо-Охотской системы, в Инкоу-Хинганской и Центрально-Сихотэ-Алинской зонах, контролирующих развитие Алдано-Станового, Восточно-Буреинского и Сихотэ-Алинского орогенов, соответственно. Обычно ИВ появляются на участках осложнения (изгиба) бортов разлома, или в структурных узлах. Здесь при развитии ЗПС (на глубине и в приповерхностной части коры) формируются открытые полости. В выходящих на поверхность полостях и развиваются заполняющиеся осадками инверсионные впадины.

Следует обратить внимание еще на одно свойство новейших разломов, важное для понимания характера их внутреннего структурирования. Это раскрытые структуры, выполненные дезинтегрированным, обводненным и потому практически несжимаемым субстратом. Этот несжимаемый субстрат, при невысокой скорости смещений бортов разлома и обеспечивает устойчивость развития ИВ. Однако, в процессе эволюции орогена, при его росте и наращивании в нем сжатия, его инверсионные впадины со временем деградируют – выводятся из седиментации и деформируются сдвиговой тектоникой. Примером являются впадины Байкало-Удской рифтовой зоны в Алдано-Становом орогене – от современных впадин Хубсугула и Байкала до отчетливо реликтовых

структур Тункинской, Верхне-Зейской и других впадин этой зоны, также Эхилканская и Верхне-Амуньская впадины Инкоу-Хинганской зоны разломов в Восточно-Бурейском орогене [3] и др.

Инверсионные поднятия (ИП) развиваются в рифтогене, для которого характерен режим растяжения. Обычно – в узлах пересечения разломов разного направления. Но развиваются они при этом, как любое другое поднятие, в режиме сжатия. Под влиянием знакопеременного сдвига с сопровождающим его мощным пульсационным сжатием породы фундамента рифтогена в этом узле деформируются, местами до полной дезинтеграции. Относительно жесткий блок ИП, сохранивший сплошность в неоднородно дезинтегрированном, обводненном, несжимаемом субстрате узла, превращается со временем в бескорневой. Под действием пульсационных сжимающих усилий ЗПС он выталкивается из этого субстрата, «всплывает». При этом ИП деформирует осадочный чехол рифтогена, формируя в нем штамповые складки, а нередко и полностью прорывает его осадки, с выходом на дневную поверхность. Модель ИП разработана на примере Хабаровско-Хехцирской системы инверсионных поднятий [2]. Эта структура послужила одним из полигонов для изучения характера новейшего структурирования активной азиатской окраины.

Способность ЗПС-системы обеспечить условия подъема ИП дополнительно иллюстрируют результаты выполненного автором простого эксперимента. В заполненный водой пластиковый контейнер размером 28×18 см были помещены два утяжеленных деревянных блока сечением 10×10 см, с вырезами в центральной части. Они имитируют осложненную структуру разлома. В исходном положении вырезы блоков были совмещены и заполнены природным гравийным материалом. Под гравий на дно контейнера закладывались имитирующие ИП, более крупные (3–5 см) обломки разной плотности. При возвратно-поступательных движениях блоков с частотой до 3-х перемещений в секунду их вырезы смещались друг относительно друга с амплитудой 3.5 см. Обводненный гравийный субстрат с погруженным в него крупным обломком подвергался при этом боковому (двустороннему) пульсационному сжатию. Под воздействием накапливающихся в субстрате напряжений крупный обломок «всплывал». Время «всплытия» (6–10 секунд) находится в обратной корреляции с плотностью обломка и частотой перемещения блоков. Все «всплывающие» обломки испытывали дополнительное смещение по горизонтали с непредсказуемой траекторией. Смещения сопровождалось нерегулярным вращением в разных направлениях, с отклонением от первоначального состояния до 40° .

Достоверность представленных выше моделей ИП подтвердили и результаты изучения зоны Танлу-Курского разлома. Она является се-

верным (российским) фрагментом Иланьской (западной) ветви Танлу. Здесь она контролирует западный борт Средне-Амурской впадины – северного фрагмента Амуро-Ханкайского рифтогена. Мощность этой зоны достигает 25 км, она насыщена инверсионными поднятиями. В районе Биробиджана данная зона пересечена профилем магнито-теллурического зондирования (МТЗ) [1], который пересекает вложенное в нее ИП Малые Чурки. Это довольно крупное (около 25 км) ИП сложено кремнистыми сланцами и вулканитами перми и триаса с прорвавшими их меловыми гранитами. Верхняя часть разреза ИП характеризуется обычными для таких пород сопротивлениями (200–600 Ом-м). Но с глубины 2 км сопротивление резко падает – до 50–100 Ом-м. Здесь под его жестким блоком находится область дезинтегрированных, флюидоводонасыщенных пород, для которых именно такие сопротивления и характерны. Это ИП является отчетливо бескорневым. Здесь мы имеем редкий случай заверки модели независимым экспериментом.

Литература

1. *Каплун В.Б.* Геоэлектрические разрезы северо-западного борта Средне-Амурского осадочного бассейна (Дальний Восток) по данным магнитотеллурического зондирования. // Тихоокеанская геология, 2014. Т. 33. № 6. С. 50–62.
2. *Коковкин А.А.* Комплексная эволюционная модель новейшей инверсионной структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий // Отечественная геология. 2013. № 4. С. 32–41.
3. *Коковкин А.А.* Особенности новейшего этапа развития зоны Инкоу-Хинганского разлома // РГиМ. 2016. № 68. С. 42–51.
4. *Коковкин А.А.* Волновая модель структурирования континентальной коры Востока Азии (на пути к парадигме волновой нелинейной геодинамики) // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. М-лы XLVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2016. С. 248–252.

А.А. Коковкин¹

Парадоксы голоцена и роль неоплейстоцен-голоценового рубежа в развитии Земли

Рубеж на границе неоплейстоцен–голоцен положил начало глобальной активизации тектоники, вулканизма, сейсмичности и флюидогео-

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН

динамики. Характер этой активизации определил, в свою очередь, условия феноменального по активности развития популяции «*homo sapiens*», с резкой изменчивостью среды ее обитания и многочисленными природными рисками этой среды. Вместе с тем, в общем информационном поле геологии голоценовая активизация практически не выражена. Ситуация достаточно парадоксальна – ведь следы этих самых молодых геологических процессов должны быть наиболее выражены. Причина парадокса – в исторически сложившихся представлениях о незначительности вклада в развитие планетарной геологической структуры не только этого, чрезвычайно короткого (геологически мгновенного) интервала, но и всего новейшего (эоцен-голоценового) этапа. Выделить и надежно идентифицировать следы этого вклада в сложно построенной, интерферированной структуре земной коры непросто. Для этого необходимо выйти за рамки устоявшихся стереотипов и провести системный анализ всего многообразия структурирующих нашу планету процессов, с исследованием характера их взаимосвязей, с моделированием ее структур на эволюционной, междисциплинарной основе. Это предполагает проведение системных, начинающихся с голоцена, реконструкций.

Специфика голоценового этапа обозначалась для автора постепенно, в ходе почти 50-летнего изучения новейшей структуры Востока Азии. По результатам ее моделирования, проводимого в рамках базисной модели волновой геодинамики [3], был сделан вывод о резкой активизации данной структуры в голоцене, с выраженной доминантой орогенеза. Все горные сооружения региона (Гималаи, Памир, Тянь-Шань, Алтай, Сихотэ-Алинь и др.) несут выраженные признаки современных орогенов. Для них характерен контрастный, неравновесный рельеф, деформация новейшей тектоникой кайнозойских кор выветривания и неоген-четвертичных осадков, взлом неоген-четвертичных поверхностей выравнивания, высокая активность современной сейсмогеодинамики, проявления современного вулканизма. Неоплейстоцен-голоценовый рубеж хорошо выражен здесь в структуре Хабаровско-Хехцирской системы поднятий [2]. На бортах этой структуры в береговой зоне Амура получили развитие многочисленные масштабные, разнообразные по морфологии сейсмодислокации с возрастом около 9 тыс. лет. Они наложены, в том числе, на культурные слои развитых здесь поселений осиповской культуры раннего неолита, датированных по ^{14}C диапазоном 9–12 тыс. лет.

В глубине Евразийского континента голоценовая активизация проявилась по всей структуре Альпийско-Гималайского пояса. Ее следы выражены здесь горными сооружениями Каратау, Кавказа, Альп, рифтогенами Средиземного, Черного и Каспийского морей. Надежно иден-

тифицируемые следы эта активизация оставила в структуре Среднего-Нижнего Поволжья, изучавшейся автором в экспедициях «Гагаринского Плавучего Университета» в 2015–16 гг. Основным объектом исследований служила здесь абразионная структура Волжского Правобережного Уступа с 800-километровой цепью его свежих, постоянно подновляемых волжской абразией обнажений. Уступ является идеальным полигоном для изучения новейшей и, в том числе, голоценовой истории. Вскрытые им осадки с возрастом от карбона до голоцена позволяют надежно датировать наложенные на них процессы. В интервале Камышин–Ульяновск уступом вскрыты сдвиг-надвиговые дислокации, деформировавшие хвалынские красноцветы и аллювий локальных раннеголоценовых палеоврезов, с амплитудой вертикальных перемещений до $n \times 10$ м. Неоплейстоцен-голоценовый рубеж выражен здесь столь же масштабной, что и на Востоке Азии, системой раннеголоценовых палеосейсмодислокаций. Эти сейсмодислокации деформировали, в том числе, хвалынские осадки и основание современного почвенного слоя.

Важные сведения по голоценовому этапу и неоплейстоцен-голоценовому рубежу были получены при изучении окраинно-континентальной структуры (ОКС) Намибии – антипода ОКС Востока Азии [3]. Была разработана принципиально новая модель этой новейшей структуры, с характеристикой ее тектоники, осадкообразования, дефляционной эрозии, гидрогенного уранового рудогенеза и двух ее феноменов – «калькреды» и астроблем. На территории Намибии, в дополнение к известной астроблеме Ротер Камм, было выделено несколько более крупных (диаметр до 150 км) астроблем, образованных потоком неоплейстоцен-раннеголоценовых астероидов. Их кольцевые деформационные структуры взломали плоскую поверхность намибийской структуры, выровненную неоплейстоценовой дефляцией. После этой бомбардировки намибийская ОКС резко изменила ход своего развития. Рифтогенез, доминировавший здесь на протяжении основной части новейшего этапа, сменился сжатием с сопровождающим его орогенезом. Западная часть ОКС была поглощена Атлантикой. Реакция коры на удары астероидов, сопровождалась здесь активизацией разломов и их флюидной системы, с выбросом углекислых растворов на поверхность и очаговой проработкой карбонатами проницаемых осадков новейших рифтогенов. Зафиксированная скважинами мощность этих очагов местами превышает 300 м. Такова природа намибийской «калькреды».

Высокая активность голоценового этапа ярко выражена в феноменальной молодости Мирового океана. Это видно на примере его наиболее изученного *Тихоокеанского сектора* [1]. Рельеф ложа Тихого океана (поверхности океанической коры) контрастный, отчетливо молодой.

Перепад отметок поверхности его впадин и поднятий местами превышает 15 км. Тонкая океаническая кора – это реликтовая мезозойская структура, трансформированная голоценовой тектоникой. На востоке океана она сложена базальтоидами преимущественно мелового возраста. Они лишь местами перекрыты здесь локальными реликтами меловых и кайнозойских осадков, имеющих тектонические ограничения. При этом впадины океанского ложа практически не заполнены неоплейстоцен-голоценовыми осадками. Такова и Марианская впадина, самая глубокая океаническая впадина Земли. Молодость Тихоокеанского ложа подчеркнута и характером его разломов. Они почти не фрагментированы и выглядят как суперсовременные структуры. Судя по всему, основная часть Тихоокеанской впадины была занята океаном совсем недавно. Ее седиментационный потенциал еще не успел реализоваться. До этого на месте океана в течение достаточно длительного времени была в основном суша. Молодость современной структуры Тихого океана подчеркнута и обрамляющим его «огненным кольцом» с его аномальной сейсмичностью, насыщенностью действующими вулканами и островными дугами – современными орогенами.

В соответствии с моделью волновой геодинамики, неоплейстоцен-голоценовый рубеж положил начало мощному ритму глобального сжатия, который сменил ритм расширения, занимавшего основную часть новейшего этапа. В ходе этого расширения апикальная часть Тихоокеанского суперплюма была выведена на поверхность и эродирована. Последовавшее затем голоценовое сжатие сопровождалось значительным сокращением объема мантийных суперплюмов. Тонкая океаническая кора при этом прогибалась. В динамично развивающихся на этом фоне внутриокеанических поднятиях получили развитие спрединговые явления. Океан в это время активно наращивал свою глубину, приобретая современные контуры. Глобальное голоценовое сжатие сопровождается общим повышением уровня Мирового океана, активизацией трансгрессии и абразией континентов. Жесткая континентальная кора под влиянием этого сжатия подверглась интенсивной коллизии, с выраженной доминантой орогенеза.

Для выяснения природы неоплейстоцен-голоценового рубежа, обусловившего столь резкую смену в эволюции планетарной структуры, необходимо вернуться к упомянутым выше астроблемам и сформировавшему их астероидному потоку. Количество известных на Земле крупных (диаметром более 20 км) астроблем невелико – их не более сотни. Астроблемы стали активно выявляться лишь в последние десятилетия, с появлением систем космического дистанционного зондирования. Их кольцевые деформационные структуры весьма контрастно

выражены на поверхности равнин и потому уверенно выделяются на космоснимках. Но такая их выраженность в современном рельефе является прямым признаком их молодого, раннеголоценового возраста. У более ранних астроблем не было шансов сохраниться на поверхности коры под мощным прессом эрозии и химического выветривания. Очевидно, именно по этой причине плотность известных земных астроблем на несколько порядков меньше, чем плотность кратеров на поверхности «небольшой» Луне, где эти процессы не работают. Похоже, на границе неоплейстоцен–голоцен Земля была подвержена массивной бомбардировке потоком весьма крупных астероидов, в результате чего резко изменила режим своего развития.

Временные рамки голоцена, при масштабности и разнообразии запрессованных в них геологических процессов и событий, явно тесны для него. Обозначенный парадокс можно разрешить двумя способами:

1. Расширить эти рамки, опустив нижнюю границу голоцена, что, безусловно, непростая задача для системы четвертичной геологии, озабоченной, в первую очередь, вопросами стратификации осадков квартера.
2. Сохранить эти рамки, что еще сложнее. За феноменом голоцена с необычно высокой насыщенностью его процессами и событиями маячит в этом случае образ изменчивости течения времени. Возможно, в чем-то прав был астрофизик Н.А. Козырев с его теорией времени, как физической среды. Проще, конечно, оставить все как есть – самоорганизующаяся система познания постепенно решит и эту проблему. Известный принцип фальсификации К. Поппера должен когда-то сработать. Но лучше уже сейчас помочь ему в этом. Так или иначе, необходимо наращивать информацию по голоцену, с комплексным анализом его истории в едином эволюционном (глобальном) контексте, с отказом от привычных стереотипов.

Литература

1. *Васильев Б.И.* Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 560 с.
2. *Коковкин А.А.* Комплексная эволюционная модель новейшей инверсионной структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий // Отечественная геология. 2013. №4. С. 32–41.
3. *Коковкин А.А.* Эволюция новейшей окраинно-континентальной структуры Намибии и структура-антипод Востока Азии. Опыт междисциплинарного исследования на синергетической основе. Саратов: Приволжская книжная палата, 2014. 188 с.

**Строение и особенности кинематического развития
Беломорско-Двинской зоны сдвига и Пинежского
геодинамического узла**

Беломорско-Двинская зона (БДЗ) представляет собой долгоживущую систему нарушений, пронизывающую фундамент и чехол. Она имеет СЗ простирание и ширину от 40 до 120 км при протяженности около 1000 км. На СЗ в районе Кандалакшского залива БДЗ испытывает постепенное угасание и торцевое прерывание с развитием типичных для таких ситуаций систем веерообразных и дугообразных разрывных структур. В центральной части зона испытывает расщепление на две ветви, развитые вдоль бортов Онежского и Двинского заливов. К ЮВ от Архангельска они срезаются ортогональной системой нарушений, образующих Балтийско-Мезенскую зону (БМЗ), к ЮВ от которой прослеживается лишь одна ветвь БДЗ, контролирующая долину р. Сев. Двины (рисунок).

БДЗ пространственно унаследует палеопротерозойский Беломорско-Лапландский подвижный пояс и заложенную на нем рифейскую рифтовую систему (Онежско-Кандалакшский грабен), являясь результатом активизации этих древних структур на плитной стадии развития [1–4]. В современной структуре БДЗ представлена системой неотектонических грабенов и депрессий общего СЗ простирания, сегментированных поперечными сдвигами трансформного характера. Грабены заполнены четвертичными ледниковыми и морскими осадками и ограничены сбросами и сбросо-сдвигами. В бортах главных сбросо-сдвигов развиты оперяющие нарушения высокого порядка: сдвиги, взбросы, надвиги и диагональные складки, сбросы и грабен-синклинали.

Изучение мезоструктур кристаллического фундамента, рифейского комплекса, осадочного чехла и палеозойских интрузий, развитых в пределах БДЗ, показало наличие сквозных (фундамент–чехол) нарушений, которые проявлялись полистадийно и унаследовано по отношению к палеопротерозойским структурам на протяжении всего плитного этапа развития. Статистически преобладают структурные парагенезы, связанные с развитием сбросо-сдвигов и режимом правосдвиговой транстенсии, но также имеются признаки кинематических инверсий и проявле-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ния транспрессии. Интенсивные транстензионные деформации имели место на неотектоническом этапе развития [2].

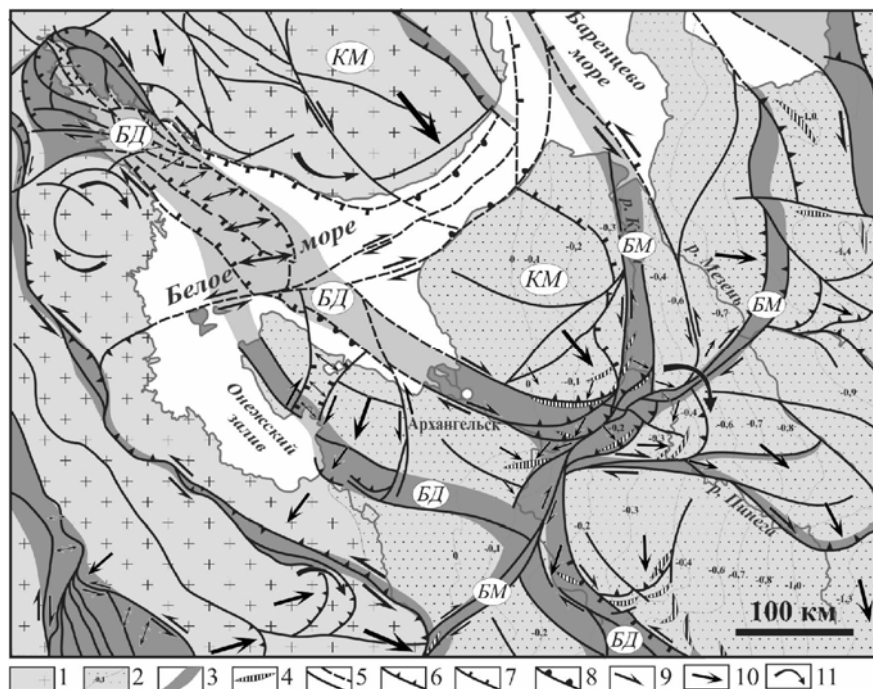


Рисунок. Структурно-кинематическая схема центральной части Беломорско-Двинской зоны и Пинежского геодинамического узла.

1 – докембрийский фундамент; 2 – плитный чехол и стратоизогипсы верейского горизонта; 3 – зоны сдвиговых дислокаций; 4 – оси валов и антиклиналей; 5 – разрывы; 6 – взбросы и надвиги; 7 – сбросы; 8 – флексуры; 9–11 – направления перемещений: 9 – сдвиговых, 10 – тангенциальных, 11 – ротационных. Зоны сдвиговых дислокаций: БД – Беломорско-Двинская, БМ – Балтийско-Мезенская; КМ – Кольско-Кулойский массив (плито-поток)

В области пересечения БДЗ и БМЗ зон обособлен Пинежский геодинамический узел (рисунок). В его пределах данные зоны испытывают сложную веерную виргацию, изгибы и смещения в плане. БМЗ зона, которая прослеживается по всему ЮВ периметру Балтийского щита, на данном участке испытывает расщепление на три составляющие. Северная ветвь контролирует долину р. Кулой, уходит в Мезенский залив и, вероятно, протягивается к СВ борту Кольского блока; центральная –

следится к СВ, пересекает и смещает (крупный меандр) долину р. Мезень, после чего испытывает плавный изгиб к северу; на ЮВ ответвляется зона нарушений, контролирующая крупные меандры среднего течения р. Пинеги. Все зоны плавно изгибаются и ограничивают крупные лопасти - клиновидные домены. В целом общая конфигурация Пинежского узла напоминает вихревую структуру, закрученную по часовой стрелке (рисунок).

Изученные структурные парагенезы позволяют охарактеризовать длительный период полистадийного развития Пинежского узла и составляющих его зон. Выявлены герцинские и новейшие (альпийские) структурные ансамбли, а также структуры неопределенного возраста. Первые из них представлены конседиментационными парагенезами уфимского времени (погребенные сбросы и складки, осадочные брекчии обрушения эскарпов, внутриформационные несогласия), а также диагенетическими тектонитами в слоях нижней перми и карбона. Вторые наиболее распространены и образованы дизъюнктивно-пликативными структурами и морфоструктурами постледникового голоценового возраста, которые хорошо выражены в рельефе, смещают четвертичные отложения, контролируют современный карстогенез и сопровождаются новейшими сейсодислокациями. Данный парагенез структур в наилучшей степени характеризует динамические тенденции развития территории (рисунок).

Важную роль в формировании Пинежского узла играли зоны субслоистого срыва и пластического течения (пологие detachments), с которыми сопряжены системы ступенчатых сбросов и надвигов, небольших грабенов и складок. Они имеют многоярусное распределение в разрезе, локализуясь вдоль реологически благоприятных горизонтов: контакты слоев и толщ разной вязкости, толщи эвапоритов нижней перми и пачки литологически контрастного переслаивания. Особенно высокую интенсивность процессы пластического течения имеют в гипсовых и ангидритовых слоях нижней перми в связи с явлениями вторичной перекристаллизации, растворения и переотложения гипса в условиях стресса. В целом выявленные дизъюнктивно-пликативные структуры чехла в пределах Пинежского узла имеют дисгармоничный характер развития, концентрируются на определенных стратиграфических уровнях, и часто дискордантны по отношению к тектонике фундамента. Из этого следует, что осадочный чехол здесь тектонически расслоен и сорван с кристаллического цоколя. Соответственно, системы нарушений чехла нужно рассматривать как безкорневые зоны динамического влияния горизонтальных (сдвиговых, надвиговых) тектонических перемещений в породах фундамента.

Разноранговые структуры латерального перемещения геомасс широко развиты и в лопастях Пинежской структуры. Крупнейшей из них является Кольско-Кулойский плито-поток (рисунок). В комплексах плитного чехла этой структуры широко распространены зоны субслоистого пластического и квазипластического течения. На основании изучения кинематических индикаторов (асимметричные складки, зеркала скольжения, линейность транспорта, структуры вращения и др.) в этих зонах было выявлено закономерное поле векторов перемещений, указывающее на объемное горизонтальное течение данного плито-потока к ЮВ наподобие ледникового глетчера. Область его максимального инденторного воздействия расположена в центре Пинежского узла. Фланги этой структуры ограничены БДЗ (на ЮЗ) и Кулойской ветвью БМЗ (на востоке), вдоль которых отмечаются сопряженные с движением массива к ЮВ сдвиговые смещения правого и левого знака (рисунок).

Структурные исследования показали, что в области Пинежского узла имеет место сложное поле векторов горизонтальных перемещений. К востоку и западу от него в результате давления Кольско-Кулойского индентора отмечается выдавливание масс из фронтальной области плито-потока в его фланги. Помимо этого, отмечается тренд векторов, образующих дугообразную траекторию, закрученную по часовой стрелке. Учитывая это, а также вихревой характер структурного рисунка Пинежского узла, можно полагать, что в его пределах объемное горизонтальное течение геомасс к ЮВ, характерное для смежных областей, было осложнено турбулентностью (завихрением) и вращением тектонического потока по часовой стрелке (рисунок).

Признаком новейшей активности Пинежского узла и образующих его тектонических зон является связанная с ним геоморфологическая аномалия. Она выражена в том, что в раннем голоцене палеорека Пинега текла на север вдоль современной долины р. Кулой, выработанной валдайским ледниковым глетчером. В дальнейшем в результате тектонической активности БМЗ и перемещений Кольско-Кулойского плито-потока во фронте последнего произошло торошение осадочных толщ, вызвавшее локальное поднятие территории в области Пинежского узла. В результате этого Пинежско-Кулойская палеодолина была пересечена водоразделом и р. Пинега повернула к ЮЗ, испытав перехват долиной правого притока р. Сев. Двины. В свою очередь, область фронтального торошения и воздымания была подвержена значительному дроблению и аномально интенсивному карстообразованию.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 9, госбюджетной темы № 0135-2016-0012 и РФФИ (грант № 18-05-00485).

Литература

1. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Колодяжный С.Ю. и др.* Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1500000 / Гл. редакторы Леонов М.Г., Казанин Г.С. Отв. редактор Балуев А.С. М.: ИПП «Куна», 2010.
2. *Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С.* Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 15–25.
3. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 572).
4. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит) // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46–68.

Численное моделирование напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры северной части Охотской микроплиты

В работе [2, 3] показаны модели деформации Охотской микроплиты вызванной сближением Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Основой для расчета этих моделей послужили данные, полученные в ходе GPS- и сейсмо-мониторинга. В предложенных моделях, а также в натурных данных, использованных для расчетов, наблюдаются небольшие различия, но в целом, порядки и направления деформаций везде совпадают, и составляют 3 мм в год для сдвигания в субширотном направлении с выдавливанием Охотской микроплиты к югу, что полностью согласуется со скоростью и направлением лево-сдвиговых смещений по разлому Улахан (3–5 мм/год).

Наличие сложной разнонаправленной сетки разломов, пронизывающих Охотскую микроплиту очевидным образом осложняет её напряженно-деформированное состояние. Для установления характера напряженно-деформированного состояния в первом приближении был проведен численный эксперимент по нагружению фрагмента охотской плиты, рассеченного сетью разломов. Упрощениями в эксперименте являлось моделирование только для двухмерного случая, равная ширина, вязкость и модуль упругости для всех разломных зон. Очевидно, такие упрощения не позволяют полностью установить напряженно-деформированное состояние исследуемой области, однако цель эксперимента состоит в нахождении только общей закономерности в распределении деформации в регионе.

Для составления численной модели вязко-эластичной реологии был использовано сочетание методов конечных разностей и метода маркеров в ячейке в формулировании, предложенном [5] реализованной на python [1] для двухмерного случая.

Схема эксперимента представлена на рис 1. Охотская микроплита моделировалась клином, зажатым между двумя абсолютно жесткими блоками, скорость сближения которых была фиксированной и составляла 2 см/год. Вязкость для зажатого клина установлена в 10^{12} Па, модуль упругость в 10^{11} . Внутри клина находятся разломы, представленные линейными ослабленными зонами с пониженной вязкостью в 10^6 Па.

¹ Федеральное Государственное Бюджетное учреждение науки Северо-Восточный Комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А.Шило Дальневосточного отделения Российской Академии наук (СВКНИИ ДВО РАН), Магадан, Россия.

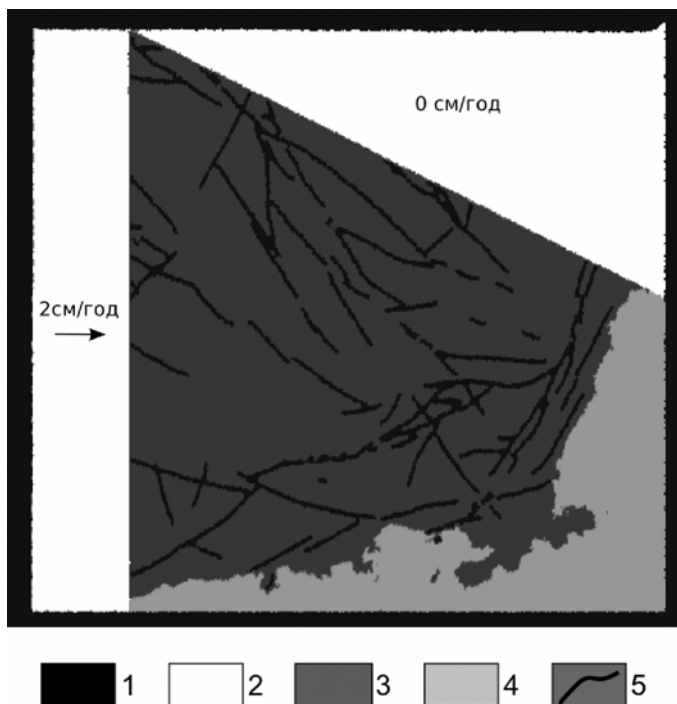


Рис. 1. Схема эксперимента напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры Охотской микроплиты.

1 – «воздух» в котором свободно перемещается материал; 2 – абсолютно жесткие блоки и скорость их смещения; 3, 4 – вязкий материал верхней части земной коры: континент (3) и скрытая под водой часть коры (4); 5 – участки с пониженной эффективной вязкостью, представляющие собой разломы

Для снижения избыточного давления, модель со всех сторон окружена материалом с сильно пониженной вязкостью в 10^2 Па, представляющим собой воздух, который свободно перетекает внутри всего пространства модели. Граничные условия модели – свободное скольжение по всем четырем краям.

В момент времени t_0 скорости движения блоков, сдавливающих деформируемый клин, были равны нулю и возрастали в течении 100 000 лет до значений 2 см/год, для того чтобы избежать эффекта резкого удара. Эксперимент выполнялся для моделей с разрешением 500 на 500 ячеек и 400 на 400, с шириной разломной зоны 3 и 5 ячеек, соответственно. На рисунке 2 показан второй инвариант тензора деформаций для напряженно-деформированного состояния, установившегося по истече-

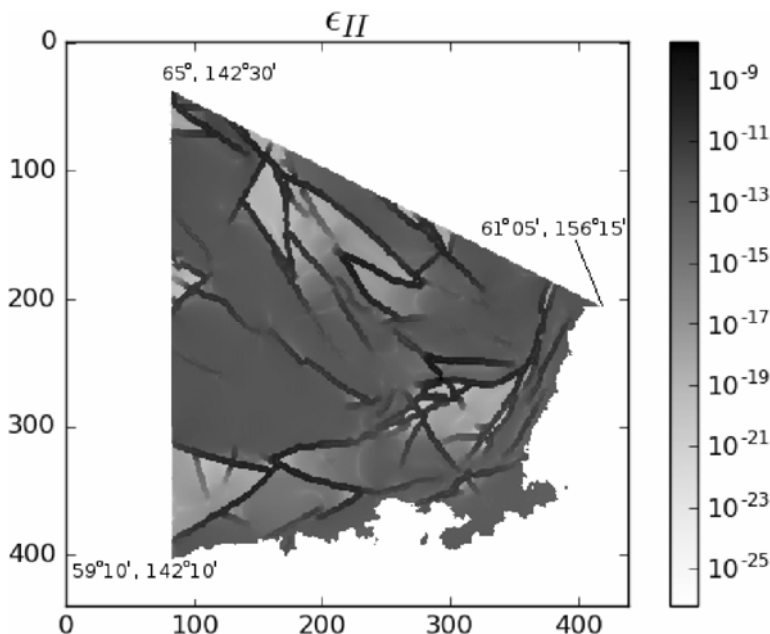


Рис. 2. Логарифмированные значения второго инварианта тензора скорости деформаций, полученного в результате численного моделирования напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры Охотской микроплиты

нии этого периода. Черным цветом показаны участки с высокими значениями скорости деформации, белым цветом – участки с низкими значениями скорости деформации.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №15-05-05055

Литература

1. Кондратьев М.Н. Реализация на Python численной двухмерной модели вязкоэластичной реологии для моделирования геодинамических процессов в литосфере // Научная молодежь – Северо-Востоку России: Материалы VI Межрегиональной конференции молодых учёных. Магадан, 19–20 мая 2016 г. Магадан: ООО «Типография», 2016. С. 20–22.
2. Hindle D., Mackey K. Earthquake recurrence, magnitude and seismic deformation of the northwestern Okhotsk plate, northeast Russia // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2011. V. 116, Is. B2.
3. Hindle D., Fujita K., Mackey K. Current deformation rates and extrusion of the northwestern Okhotsk plate, northeast Russia // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33, no. 2.

4. Seismotectonics of the Chersky Seismic Belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia / Ed. by K. Fujita, B.M. Koz'min, K.G. Mackey et al. // *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov.* SMSPS. 2009. P. 117–145.

5. *Taras Gerya. Introduction to numerical geodynamic modelling*, Cambridge University Press, 2010.

М.Л. Копп¹

Явление гравитационного коллапса антеклиз Русской плиты и проблема неотектоники пассивных континентальных окраин

В тектонике юго-востока Русской плиты присутствует особая группа новейших дизъюнктивных структур и морфоструктур, выраженных в деформациях слоев и поверхностей рельефа и имеющих следующие общие признаки: 1) приуроченность к границам антеклиз и синеклиз; 2) асимметрию в поперечном сечении, с обращенным к синеклизе опущенным крылом; 3) дополнение вертикального смещения крыльев их горизонтальным раздвижением; 4) часто встречающиеся дугообразные очертания в плане с вогнутостью, обращенной к опущенному крылу. Заметно выраженные в наклонах слоев (до 40°) дугообразные флексуры давно обнаружены вдоль западного борта Прикаспийской синеклизы, в зоне ее сопряжения с Воронежским массивом, в пределах Доно-Медведицких дислокаций – каскада ступеней, спускающихся к синеклизе [1] (дополнительные ссылки см. в [4]). Деформациями затронуты позднемезозойские слои (включая и низы палеогена), что свидетельствует о новейшем возрасте движений; там же присутствуют грабены с блоками плиоцена внутри них [15]. Структурные наблюдения в Доно-Медведицкой зоне показали, что здесь противоречиво сочетаются обстановки субширотного растяжения и сжатия, и это было проинтерпретировано как результат сжатия (аккомодационной природы), компенсировавшего растяжение западного борта Прикаспийской синеклизы [2, 10]. Вдоль северного борта последней указывается серия обращенных к ней пологих (несколько градусов) флексур в верхнеплиоцен-четвертичных (акчагыльско-апшеронских) слоях [3].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Огромной, до многих сот км, протяженности дугообразные уступы рельефа (геоморфологические амфитеатры) в Прикаспийском регионе были замечены давно [15], но их происхождение до сих пор является предметом дискуссий – причем диапазон мнений простирается от признания их следами крупных глубинных сбросов [4, 15] до полного отрицания их тектонической природы и утверждения, что это объекты, связанные исключительно с абразией акчагыльского Палеокаспия, но никак не с тектоникой. Решение вопроса усложняется тем, что в зонах этих уступов, если не считать малоамплитудных сбросов, отсутствуют признаки каких-либо серьезных разрывов, тем более, такой колоссальной протяженности. С другой стороны, имеются свидетельства разных авторов о деформациях форм рельефа [2, 6, 9, 13, 14], и это заставляет внимательнее отнестись к точке зрения о дизъюнктивном происхождении указанных геоморфологических уступов.

Осуществленные нами, в рамках исследования динамики формирования новейших структур платформы, наблюдения показали, что во всех местах своего распространения геоморфологические амфитеатры возникли при поперечном к ним растяжении [4, 6, 9, 10]. При этом оно согласуется с тензором регионального поля новейших напряжений, связанного с позднеальпийскими коллизионными давлениями на платформу со стороны соседних литосферных плит [4, 5, 10, 11]. Соответственно, в наибольшей степени геоморфологические амфитеатры развиты там, где ориентация направленного поперек них растяжения совпадает с таковой растяжения, являющегося частью регионального поля горизонтальных напряжений. Например, в Прикаспийском регионе они развиты только на северном и юго-западном краях одноименной синеклизы, где ориентация передающихся соответственно от Урала и Кавказа напряжений не противоречит поперечному растяжению, создающему амфитеатры (рис. 1). На подвергшихся наиболее мощному боковому давлению и сжатию на южном (прикавказском) и восточном (приуральском) бортах синеклизы возможность какого-либо растяжения была заблокирована, и геоморфологические амфитеатры здесь отсутствуют (см. рис. 1).

Эти наблюдения показывают меньшую интенсивность создающих геоморфологические амфитеатры растягивающих напряжений, но при этом и их очевидную самостоятельность [8]: они релаксируются только там, где это допускает более мощное поле региональных напряжений. Кроме того, наблюдаемые соотношения лишней раз неопровержимо доказывают, что геоморфологические амфитеатры имеют тектоническое происхождение и их следует рассматривать в качестве тектонических линеаментов, только особой – дугообразной – геометрии в плане.

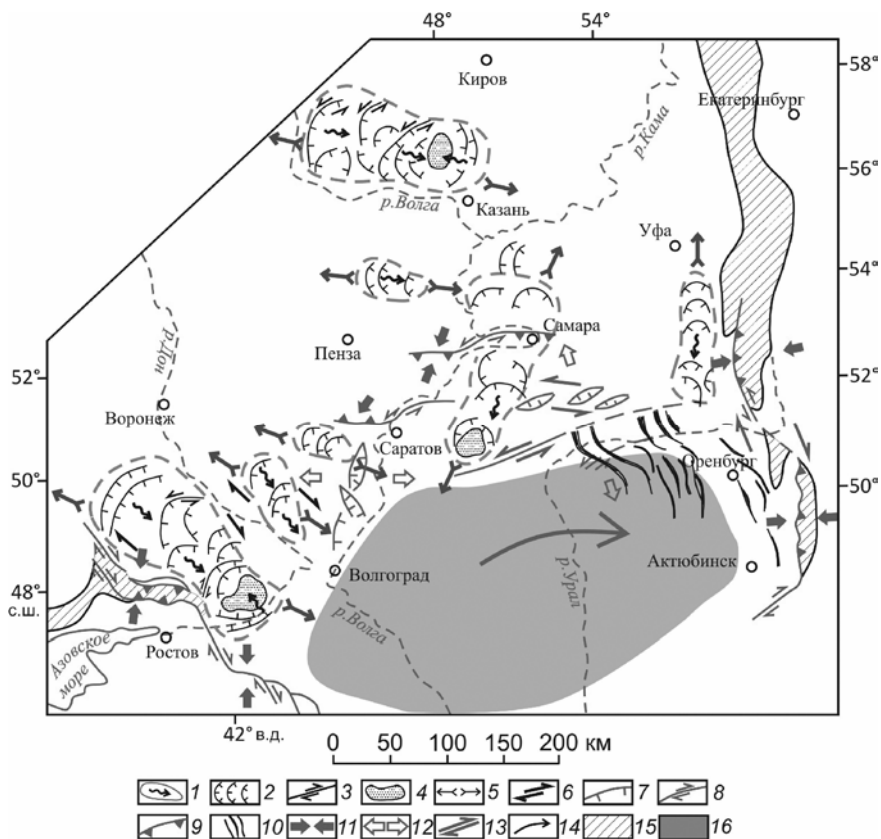


Рис. 1. Структурно-динамическая позиция дугообразных уступов рельефа по отношению к коллизийным стрессам, действовавшим на края Прикаспийской синеклизы.

1–4 – элементы морфоструктуры дугообразных уступов рельефа, сформировавшихся при независимо определенном горизонтальном растяжении [2, 7, 8]: 1 – постепенные ограничения их построенных эшелонированно доменов – «тектонических глетчеров» растяжения (извилистые стрелки указывают на предпочтительное движение масс при растяжении, определяемое по направлению вогнутости дугообразных уступов [5]); 2 – линии дугообразных уступов рельефа, 3 – системы кулисных отрезков речных долин, указывающие на горизонтальный сдвиг, 4 – изометричные котловины (возможные локальные центры растяжения); 5, 6 – ориентация напряжений, установленная по предполагаемой кинематике линейментов разного типа [7, 8]: 5 – растяжения, 6 – сдвига; 7–9 – известные разрывы и флексуры, установленные по данным геологической съемки: 7 – сбросы, 8 – сдвиги, 9 – взбросы и надвиги; 10 – оси линейных складок (в том числе, выраженных диапировыми валами); 11–13 – ориентация региональных новейших напряжений, по независимым структурным данным [2, 7, 8]: 11 – сжатия, 12 – растяжения, 13 – сдвига; 14 – предполагаемое

смещение, с поворотом по часовой стрелке, литосферы Прикаспийской синеклизы на новейшем этапе [2, 3]; 15, 16 – элементы тектонического районирования: 15 – новейшие поднятия Урала и Донбасса. Темно-серым тоном выделена Прикаспийская синеклиза

В связи с этим обращает на себя внимание установленная автором приуроченность доменов геоморфологических амфитеатров к контурам древних платформенных структур – антеклиз и синеклиз. Так, гирлянда амфитеатров окаймляет в виде огромной подковы Воронежскую антеклизу, причем вогнутость их дугообразных линий повсюду направлена к краю, в сторону соседних синеклиз (рис. 2). Тем самым она свидетельствует о кинематически асимметричной форме проявления горизонтального растяжения: когда наибольшее ускорение получает то крыло разрыва, которое испытывает наименьшее сопротивление [6–8]. Напротив, в центре антеклизы присутствующие там новейшие разрывы и линейные элементы сбросового типа остаются прямолинейными, указывая на равномерное раздвижение в обе стороны: как к Прикаспийской, так и Московской синеклизам. Точно так же геоморфологические амфитеатры окружают Прикаспийскую синеклизу (правда, как указывалось, только с западной и северной сторон, более свободных от коллизионного давления). Вогнутость их линий направлена к синеклизе (см. рис. 1), причем здесь они участвуют в формировании протяженных латеральных потоков трансензионного типа [4, 8, 10], «стекающих» в синеклизу от соседних антеклиз.

Общее (в пределах рассматриваемой территории) движение материала от антеклиз к синеклизам, устанавливаемое по геометрии дугообразных структур растяжения, подтверждается данными массовых замеров мезоструктур в породах чехла [4, 10], а также статистикой распределения правых и левых новейших сдвигов (относительно древних структурных неоднородностей) на востоке Восточно-Европейской платформы [10]. Имеются и некоторые геофизические данные о проявлении необходимого для такого движения материала новейшего растяжения в фундаменте Воронежского массива (ссылки см. в [6, 8, 10]).

Происходившее в новейшее время радиальное движение материала от центра антеклиз в сторону погружения тектонического рельефа родственно формированию оползней, причем округлые поверхности отделения блоков ничем не отличаются от стенок отрыва цирковых оползней, а узкие и протяженные трансензионные потоки – от глетчерных оползней, развивающихся при ускоренном движении пластифицированной массы. Однако очевидно, что в настоящем случае можно гово-

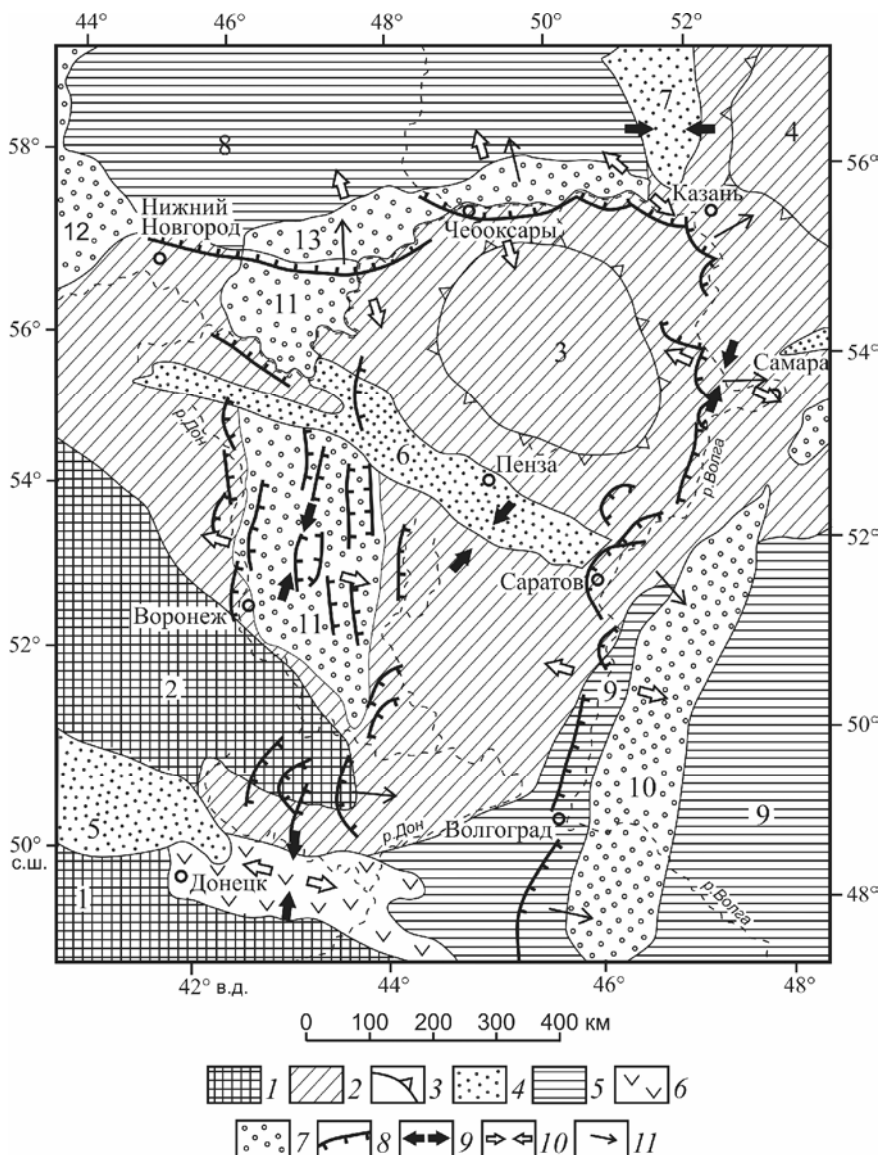


Рис. 2. Структурная приуроченность прямолинейных и дугообразных ли-
неаментов растяжения по отношению к Воронежскому массиву (отражаю-
щая вероятное гравитационное растекание его литосферы в стороны сосед-
них синеклиз); первые – в центре массива, вторые – вдоль его границ с со-
седними синеклизами.

1 – щиты; 2 – антеклизы; 3 – своды фундамента; 4 – авлакогены; 5 – синеклизы; 6 – Донецкое герцинское складчатое сооружение; 7 – новейшие прогибы; 8 – эрозионно-тектонические уступы рек (штрихи – по экспозиции уступа); 9 – ориентация регионального неотектонического растяжения, определенная структурными методами [3, 7, 8]; 10 – то же, сжатия; 11 – приоритетное направление движения масс при неотектоническом растяжении. Наименования структур: 1 – Ростовский выступ Украинского щита, 2 – Воронежский массив; своды: 3 – Токмовский, 4 – Татарский, авлакогены; 5 – Днепровско-Донецкий, 6 – Пачелмский, 7 – Казанско-Кажимский; синеклизы: 8 – Московская, 9 – Прикаспийская; новейшие прогибы: 10 – Заволжский, 11 – Окско-Донской, 12 – Мещерский, 13 – Волжско-Ветлужский

речь только об «оползнях» корового масштаба, происходящих без участия экзогенных процессов и затрагивающих большие (по крайней мере, по латерали) объемы коры – “crustal landslides”, которые следует квалифицировать в категориях гравитационного коллапса тектонических структур. В литературе проявления коллапса рассматриваются только для орогенов, но приведенный пример позволяет расширить ареалы этого явления на платформы. Важно иметь в виду также, что в рассматриваемой здесь ситуации гравитационно-тектоническая деструкция антеклиз проявилась в позднем кайнозое, когда платформа испытала сильную встряску из-за направленного с двух сторон коллизии давления. По сути, если только не считать масштаба движений, конкретно в данном смысле платформа не отличается от гравитационно-неустойчивого орогена, разрушение которого начинается сразу по мере некоторого ослабления его сжатия.

Однако приводимый в докладе материал интересен еще и тем, что он заставляет обратить внимание не только на причинно-следственную связь гравитационного коллапса на платформе с ее новейшей активизацией, но и на зависимость ареалов его наиболее активного проявления от древних неоднородностей коры. В этом плане интересны исследования А.В. Лукьянова [12] в отношении так называемого эффекта клина: гравитационного выполаживания наклонной площадки, разделяющей два слоя разной плотности (тяжелый – внизу). В результате линза более легкого материала, растягивается и утоняется, при этом выполаживаясь. Соответственно, основное гравитационное преобразование линзы сосредотачивается у ее заостренных окончаний – то есть так, как это и проявляется в рассматриваемом примере, где кинематически асимметричное растяжение, фиксирующее ускоренное движение масс, концентрируется вдоль границ антеклиз и синеклиз, где резко возрастают коровые градиенты между этими структурами.

Основной материал доклада касается проявления гравитационного коллапса на юго-востоке Русской плиты, но в заключительной части

приводятся некоторые аргументы в пользу более широкого его участия в новейшей деформации пассивных окраин материков и, в том числе, северного окончания континентальной линзы Евразийского континента.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Осадочные бассейны Восточно-Европейской платформы как элементы геодинамических систем: строение, эволюция и ресурсный потенциал» (госзадание № 01201253182), при поддержке Программы № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. Бражников Г.А. Тектоника бортовой зоны Прикаспийской впадины в пределах Волгоградской области // Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Саратов: “Коммунист”, 1965. С.395–407.

2. Горелов С.К. О связи неотектонических движений Волго-Уральской области с глубинными структурами типа флексур и разломов // ДАН СССР. 1963. Т. 149, № 1. С. 149–151.

3. Коноваленко С.С., Ткаченко И.С., Поляков В.А., Кочубенко О.В. Строение Бузулукской впадины по данным неотектоники // Проблемы геологии нефти. М.: Недра, 1975. С. 246–250. (Тр. ИГиРГИ; Вып. 5).

4. Копн М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

5. Копн М.Л. Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. 2005. № 5. С. 36–61.

6. Копн М.Л. Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71–90.

7. Копн М.Л. Кинематическая асимметрия как универсальная причина дугообразного изгиба структур горизонтального растяжения (на примере региональных и глобальных тектонических обстановок) // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы. 47-го Тектонического совещания. Т. 1. Москва, 2–6 февраля 2016 г. М.: ГЕОС, 2016. С. 256–263.

8. Копн М.Л. Дугообразные структуры растяжения в кинематике региональных и глобальных тектонических обстановок // Геотектоника. 2017. № 6 (в печати).

9. Копн М.Л., Егоров Е.Ю., Зарищikov А.А. О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. ВУЗов, геол. и разв. 1999. №4. С. 21–37.

10. Копн М.Л., Тверитинова Т.Ю. О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 19–30.

11. Копн М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А. и др. Новейшее поле напряжений востока Русской плиты и Урала (по макро- и мезоструктурным данным) // Геотектоника. 2014. № 4. С. 23–43.

12. Лукьянов А.В. Эксперимент в тектонике // Экспериментальная тектоника: методы, результаты и перспективы. М.: Наука, 1989. С. 9–30.

13. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты / В.И. Макаров, Н.В. Макарова, С.А. Несмеянов и др. Отв. редактор Ю.К. Щукин. М.: Наука. 2006. 206 с.

14. Обедиентова Г.В. О формировании Заволжского неотектонического прогиба // Структурная и климатическая геоморфология. М., Наука. 1966. С. 61–71.

15. Шатский Н.С. Балыклейский грабен и дислокации южного Поволжья // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1. № 1. С. 13–43.

Е.А. Кораго¹, Г.Н. Ковалёва¹, Н.Н. Соболев²

Лито-стратиграфические профили – необходимый инструмент для объективного геодинамического анализа складчатых структур (на примере Новой Земли)

Архипелаг Новая Земля в геологическом отношении один из наиболее хорошо изученных регионов Российской Арктики, представляющий собой в современной структуре плиоценовое поднятие на границе Баренцева и Карского морей и являющийся геолого-геофизическим репером для экстраполяции его строения на окружающие акватории, перспективные на углеводородное сырьё. Складчато-надвиговая структура архипелага создана постпермским орогенезом, сопровождавшимся незначительным гранитогенезом.

Возраст допалеозойского основания на юге Новой Земли устанавливается по чётко выраженному угловому несогласию между вендом–(низами кембрия?) и ордовикскими слоями и детритовой цирконометрии из них [2, 8]. Сведения о фундаменте более северных районов не столь определены: по цирконометрии он тоже неопротерозойский, но, по-видимому, кое-где с реликтами более древних мезопротерозойских комплексов.

Свыше 90% территории архипелага, свободной от ледников, сложено палеозойскими осадками возрастного объёма от кембрия по пермь

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия; okeangeo@vniio.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия; vsegei@vsegei.ru

включительно. Они вместе с магматическими и локально развитыми триасовыми породами участвуют в строении складчатых структур, меняющих своё простирание в направлении с юга-юго-запада на северо-северо-восток. По особенностям строения геологического разреза нижнего палеозоя – силура и допалеозойского основания обособляются три блока, для которых построены лито-стратиграфические профили, позволившие более объективно воссоздать картину геодинамики архипелага.

Лито-стратиграфический **профиль-I** на юге о-ва Южный (от губы Башмачной и пролива Костин-Шар на юго-западе до Карского побережья на северо-востоке [6]) демонстрирует, что на юге и вдоль западного побережья Новой Земли с ордовика по ранний девон включительно формировались преимущественно мелководные шельфовые карбонатные и терригенно-карбонатные осадки, близкие комплексам Тимано-Печорской области. Со второй половины девона по низы перми формируется новая структурно-фациальная зональность с накоплением в более восточных-северо-восточных районах доманикоидных и более глубоководных терригенных и кремнисто-терригенных отложений с олистолитами, а также текстурами взмучивания и перемешивания осадка.

Лито-стратиграфический **профиль-II** построен для центральной части о. Северный (от губ Сульменёвых на западе до района горы Чёрной Карского побережья). Здесь наиболее интересен предсилурийский перерыв [1] в осадконакоплении на западе архипелага, где максимальная глубина размыва (и соответственно амплитуда поднятия) от кембрия (и даже неопротерозоя) по ордовик и часть силура включительно отвечает одной из фаз орогенеза в каледонидах Норвегии, Шпицбергена, Гренландии и т.д.

Силурийские отложения на западе центральных районов Новой Земли представлены пестро-окрашенными песчаниками, гравелитами, конгломератами, ассоциирующими с алевролитами, сланцами, реже известняками; причём грубообломочные породы резко преобладают вдоль баренцевского побережья, где подчас на 90% представлены конгломератами. Грубообломочные «конуса выноса» варьируют по мощности и возрасту. Снос обломочного материала, начиная, по крайней мере, с середины кембрия до конца ордовика, осуществлялся с запада на восток – со стороны погребённого Адмиралтейского и более мелких поднятий, а в раннем-среднем силуре размыву, вероятно, подверглись и западные районы Новой Земли.

Помимо описанных событий на профиле чётко читаются ещё два этапа с несколько скользящими границами – 1) от среднего девона до позднего карбона – низов перми и 2) пермский–раннетриасовый с двумя подэтапами. В первый этап происходит обособление двух структур-

но-фациальных зон – *западной* с мелководным шельфовым накоплением преимущественно карбонатных осадков большой мощности, и *восточной* с маломощными карбонатными доманикоидными и кремнисто-терригенными отложениями. Последним свойственны олистолиты, а также текстуры взмучивания и перемешивания осадка, как и в южном профиле-І. В раннем фране на фоне рифтогенеза формировалась вулканоплутоническая ассоциация толеитовых базальтов, изливавшихся как в наземных, субаэральных и мелководных (на Баренцевском побережье, где отмечается стратиграфическое несогласие с залеганием раннефранской вулканогенно-осадочной серии на средне- и нижедевонских слоях), так и в относительно более глубоководных условиях в центральных и восточных районах (на Карском побережье). Вместе с тем, в Карской части профиля, начиная с карбона, отмечается появление в разрезе карбонатных пород и возрастание мощности осадков, что указывает на восточный борт прогиба.

Во второй этап (с уфимского времени) происходит перестройка фациальной зональности, обязанная возникновению воздымающегося Уральского орогена, поставившего обломочный существенно граувакковый материал в северо-западные (Предуральский прогиб), а затем и более северные (Новоземельский бассейн) регионы. Это иллюстрируют литолого-палеографическая схема на раннеуфимское время и схематический литолого-фациальный профиль по линии Нарьян-Мар – о. Северный Новой Земли [5]. Со второй половины татарского века перми и в индском веке триаса накапливаются молассоидные сублиторальные и континентальные осадки, обнажающиеся исключительно на западном побережье архипелага и отсутствующие на Карском берегу.

Лито-стратиграфический **профиль ІІІ** (север о-ва Северный) характеризует очень своеобразные разрезы кембрия, ордовика и частично силура, а также верхов среднего и верхнего палеозоя, свойственные районам северного блока [3, 7]. Кембрий–силур сложены мощным (>7–10 км) преимущественно песчано-сланцевым комплексом с небольшой ролью карбонатного материала. Со среднего ордовика наблюдается грубая ритмичность с чередованием песчаных и алевроито-глинистых пачек. Органические остатки представлены граптолитами различных зон ордовика и силура, реже трилобитами и остракодами. Характерны текстуры взмучивания и перемешивания осадка, градиационный тип слоистости. Этот существенно турбидитовый комплекс в позднем ордовике – силуре ассоциирует с молассоидными образованиями, роль которых увеличивается вверх по разрезу, вероятно, указывая на процессы заполнения и постепенного отмирания, первоначально, по-видимому, относительно узкого трога с довольно крутыми склонами (фации скло-

на и подножия) и выровненным рельефом дна с нарушенным режимом аэрации (черносланцевые отложения с пиритом). Во второй половине лохковского века девона намечается общее выравнивание условий седиментации, проявленное на всей территории Новой Земли с формированием рифогенных известняков, ниже которых кое-где залегают пёстро- и красноцветные осадки, возможные аналоги формации «Old Red».

К сожалению, достаточно напряжённая тектоника с субогласным простиранием взбросо-надвигов близ широтно-ориентированной границы силура и девона – верхнего палеозоя несколько затрудняют расшифровку геологической ситуации в районе зал. Екс. Вместе с тем, здесь удалось проследить стратиграфическое несогласие между нижним девонem и верхним карбоном – пермью с постепенным выклиниванием маломощных шельфовых мелководных осадков от среднего, позднего девона до раннего и среднего карбона включительно [4], что, вероятно, свидетельствует о существовании здесь устойчивого поднятия в позднем палеозое и подразумевает некоторую инверсию в связи с герцинскими тектоническими событиями, проявленными на Северной Земле.

Поперечные лито-стратиграфические профили для палеозоя вместе с продольным профилем для раннеуфимского времени перми позволяют составить более наглядное представление о палеозойской истории и геодинамике архипелага и сделать ряд выводов:

1. В нижнем палеозое – силуре на юге и частично западе центральных районов Новой Земли господствовали обстановки мелководного карбонатного и терригенно-карбонатного шельфа, тогда как в северных районах накапливались преимущественно турбидитные существенно терригенные осадки. По-видимому, значительная часть центральных районов, начиная уже со второй половины кембрия и вплоть до середины силура, попали в область «отражённого» каледонского орогенеза. Часть осадков была размыва, а в области накопления за счёт сноса с запада (с Адмиралтейского поднятия) превалировали конуса выноса губообломочного материала и псефито-псаммито-алевритовые осадки с резко подчиненными им карбонатными илами и глинистым материалом в застойных обстановках сероводородного заражения.

2. В раннем девоне на большей части Новой Земли происходит выравнивание условий седиментации, вслед за которым со среднего-позднего девона в режиме рифтогенеза чётко обособляются две структурно-фациальные зоны: на западе (терригенно)-карбонатного шельфа, на востоке – доманикоидная, сменяющаяся кремнисто-терригенными более глубоководными комплексами. Такая зональность сохраняется до уфимского времени. Однако уже в карбоне намечается наиболее глубо-

кая часть бассейна и его восточный борт, что указывает на его автономность и отсутствие прямой связи с Уральским океаном.

3. С уфы начинается этап заполнения бассейна обломочным материалом, поставщиком которого является быстро растущий Уральский ороген.

Литература

1. *Андреева И.А., Бондарев В.И.* Нижний–средний палеозой центральной части Новой Земли // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л.: ПГО «Севморгеология», 1983. С. 5–15.

2. *Бондарев В.И.* Пайхойско-Новоземельская складчатая система // Тектоника Европы. М., 1964. С. 255–259.

3. *Бондарев В.И., Андреева И.А., Карноушенко Е.П., Соболевская Р.Ф.* Ордовикские и силурийские отложения севера Новой Земли (р-н мыса Сахарова) // Стратиграфия и фауна палеозоя Новой Земли. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 5–16.

4. *Кораго Е.А., Ковалёва Г.Н.* Новый тип разреза верхнего палеозоя на северо-востоке Новой Земли // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 932–935.

5. *Повышева Л.Г., Устрицкий В.И.* Пермские отложения Новой Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 24–27.

6. *Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е.* Строение палеозойской пассивной континентальной окраины на Новой Земле // Геологическое строение Баренцева-Карского шельфа. Л., 1985. С. 34–43.

7. *Соболевская Р.Ф., Ковалёва Г.Н., Труфанов Г.Н. и др.* Ордовикские и силурийские отложения северо-восточной оконечности Новой Земли // Советская геология. 1989. № 5. С. 34–44.

8. *Pease V., Scott R.A.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Paleozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. P. 517–527.

Влияние Рассохинского мегавала на формирование клиноформного комплекса в Енисей-Хатангском региональном прогибе

Строение мегавала и клиноформного комплекса отложений

Сейсмическими методами по Рассохинскому мегавалу получена стандартная (примерно 10 на км) сеть региональных сейсмических профилей МОГТ-2Д. Наиболее исследована западная часть мегавала, где плотность сети профилей достигает 2.5 км/км². Образование Рассохинского мегавала, как части Обско-Лаптевской мегагряды приурочено к осевой зоне Центрально-Таймырского жёлоба Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП). Основой тектонического каркаса Рассохинского мегавала в работе принята рифтовая модель Енисей-Хатангского регионального прогиба, который во время всей своей истории развивался под постоянным влиянием центральной Рассохинско-Балахнинской рифтовой зоны [1, 2]. Исследуемая рифтовая зона принадлежит крупнейшему Сибирскому центру пермско-триасового вулканизма. Главная черта рифтовой модели ЕХРП заключается в том, что основным режимом развития прогиба с позднепалеозойского времени является глобальное растяжение.

Из-за недостаточной сети сейсмических профилей и отсутствия целенаправленных обобщающих исследований неокомские клиноформы изучены слабо. Объёмное картирование и анализ особенностей внутреннего строения неокомских клиноформ является современной и крайне актуальной задачей. В зависимости от размеров изучаемой территории, а также количества и качества привлекаемой для анализа геолого-геофизической информации, число выделяемых в западной части ЕХРП неокомских клиноформ определяется различными авторами в количестве от 5 до 10–12 и более [4]. Отметим, что неокомские отложения в пределах всей рассматриваемой территории находятся на доступных бурению глубинах и в полном объёме или частично вскрыты большинством пробуренных скважин.

Предыдущими исследователями установлено [5], что формирование неокомского клиноформного мегакомплекса в западной части ЕХРП происходило с раннего валанжина по готерив в результате многочисленных трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления при

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ФГБУ «ВНИГНИ»)

общей прогрессивной направленности продвижения бассейна осадконакопления в северо-западном направлении. Верхняя граница клиноформного комплекса проходит с средней части суходудинской (байкаловской) свиты, а нижняя проходит по кровле яновстанской свиты. Сам неокомский клиноформный комплекс занимает Агапский мегапрогиб ЕХРП. Здесь его размеры по длинной оси достигают 450 км, а ширина измеряется от 330 км на юго-западе до 50 км на северо-востоке ЕХРП. Клиноформы простираются с юго-запада на северо-восток, в отличие от западносибирских клиноформ, имеющих меридиональное простирание [6].

Специфика седиментации неокомских клиноформ на Гыдане и Таймыре связана с Обско-Лаптевской мегагрядой и его важнейшей частью – Рассохинским мегавалом, а в генетическом отношении – с Рассохинско-Балахнинской рифтовой зоной. Эрозионные процессы в сводах Малохетского, Рассохинского мегавалов обеспечивали объем поступления осадочного материала при клиноформно-некомпенсированной седиментации в ЕХРП. Значительная часть осадочного материала поступала транзитом через формирующийся мегавал с плато Путорана [2].

Наиболее сложными для сейсмической интерпретации участки являются сводовые части вала. В сводовой части Рассохинского мегавала наблюдается повышенная дислоцированность отложений и эрозионный неокомский срез (вплоть до отложений бата средней юры) – по отражающему горизонту Т1 отмечается кровельное несогласие, отображающее разрыв верхнеюрских и среднеюрских отложений, подтвержденный скважиной Тундровая 1) [3]. Проявление в раннемеловую эпоху мощного размыва сводовых частей всех мегавалов, достигающее среднеюрских отложений байоса и аалена, установлено и по другим данным бурения. Большинство исследователей, основываясь на результатах бурения 60–70 годов на Малохетском мегавалу, считает размыв предваланжинским. Результаты сейсмостратиграфических исследований на Гыдане и Таймыре верхнеюрско-неокомского интервала разреза свидетельствуют, что раннемеловое эрозионное срезание сводов Нижнемессояхского, Малохетского, Рассохинского и Балахнинского мегавалов продолжалось с многократными перерывами в течение всего неокома [8]. Интенсивность размыва была различной как во времени, так и в пространстве. Юрско-меловые отложения наиболее интенсивно срезались на Малохетском мегавалу в раннем валанжине, а на Рассохинском и Балахнинском мегавалах – с позднего валанжина по готерив–баррем. Максимальная мощность эродированных отложений в раннемеловую эпоху, с учетом подпитки осадочным материалом с Сибирской платформы в периоды нисходящих тектонических движений, оценивается ориентировочно в 2–4 км [7]. В региональном плане глубина эрозионного среза сводов мегавалов возрастает вдоль шва с юго-запада на се-

веро-восток. В пределах каждого из мегавалов, в большей степени, размыты наиболее приподнятые северо-восточные периклинали.

Таким образом, в сводах Малохетского, Рассохинского и Балахнинского мегавалов отмечается частичное или полное отсутствие верхнеюрских и неокомских отложений [9]. При этом в наиболее приподнятых блоках мегавалов, проверенных бурением на Малохетской, Точинской, Тундровой, Волочанской, Новой, Балахнинской, Владимирской площадях интенсивность размыва отложений достигает средней юры (до байоса–аалена). Меловые отложения в пределах приподнятых блоков представлены верхней частью нижнего отдела на Малохетской и Точинской площадях, нерасчлененными отложениями меловой системы в первые сотни метров на Балахнинской и Владимирской площадях, и полностью отсутствуют в скважинах Тундровая 1, Волочанская 1 и 2, Новая 2, Балахнинская 4. Здесь разрез мезозойских отложений венчается в различной степени эродированными по кровле юрскими толщами.

Начиная с титонского века в результате дифференциации тектонических движений, на месте юрских приразломных впадин начинается рост Рассохинского и Балахнинского мегавалов в пределах ЕХРП. Локальные увеличения мощности интервала титон–берриасовых отложений вдоль северных и южных склонов Малохетского и Рассохинского мегавалов косвенным образом указывают на образование приподнятых участков крупных положительных структур и на снос обломочного материала к их подножию. Исаевым и другими учеными [6, 7] была высказана идея об изменении фазового состояния УВ от газового к нефтяному по мере движения вниз по разрезу в нижнемеловом комплексе отложений.

Что касается северо-западной и сводовой частях Рассохинского мегавала, то в этом нефтегазоносном районе выделено 19 крупных структур, из которых наиболее ярко выделяются Моховая, Верхне-Кубинская, Масштабная, Тундровая, Джангодская. Характерная черта всех структур – высокие амплитуды со значительными размерами площади объектов. Многие картируются по всем уровням мела–юры (сквозные).

Перспективы обнаружения мелких и средних ловушек УВ антиклинального типа по всему юрско-меловому интервалу Рассохинского НРГ довольно высоки. Также к числу первоочередных нефтегазопоисковых работ с высокими перспективами нефтегазоносности многими исследователями относятся юго-западные переклинали Рассохинского вала, где по ограниченными сейсмическим данным прогнозируются достаточно крупные локальные поднятия в интервале юрско-нижнемеловых отложений.

Результаты новых геолого-геофизических данных и выявленных закономерностей распространения коллекторов и покрышек в юрско-меловом интервале разреза дают основания утверждать, что северо-западные подножия и склоны Рассохинского мегавала перспективны на

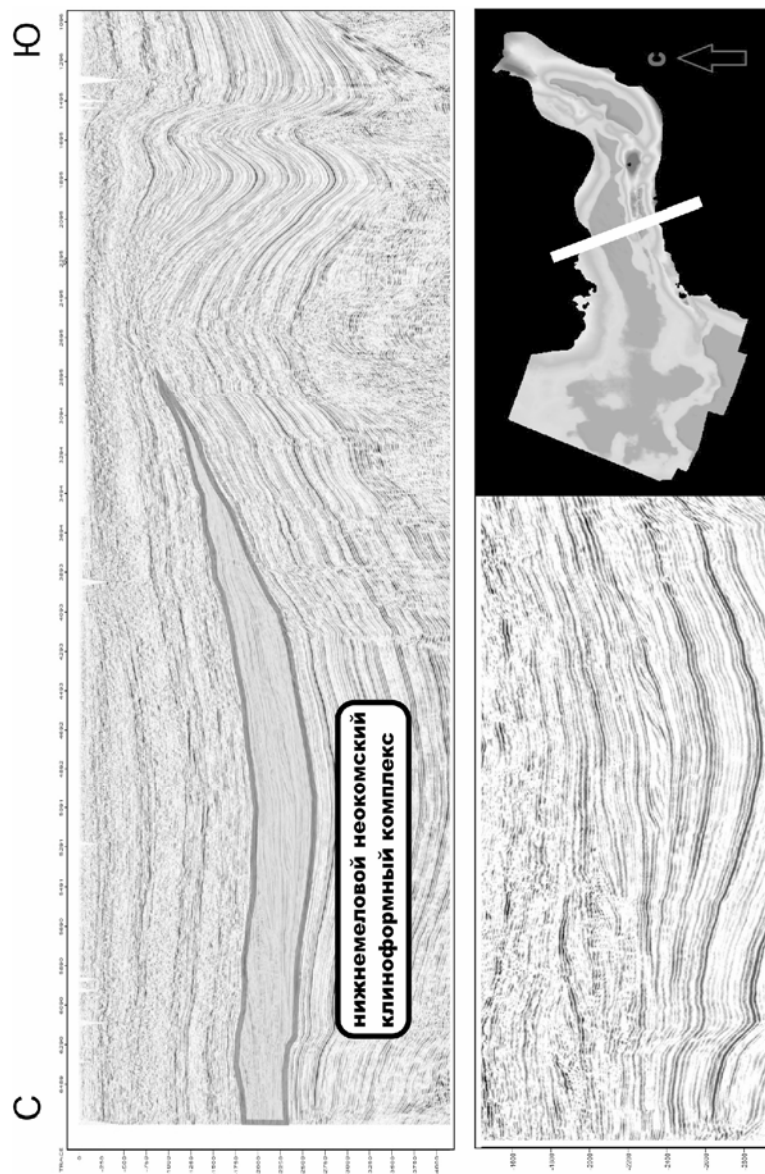


Рис. 1. Фрагмент сейсмического временного разреза через Рассохинский метавал с выделенным клиноформным комплексом по профилю 6213415

обнаружение различных типов ловушек УВ в нефтегазоносных комплексах мезозоя.

Выводы

Как показало данное исследование, роль Рассохинского мегавала в формировании неокомского клиноформного комплекса была достаточно велика. Перенос осадочного материала через мегавал создал возможность аккумулировать и сформировать неокомские клиноформы, как на северном, так возможно и на южном бортах Рассохинского мегавала. Также важно заметить, что мегавал являлся естественной защитой клиноформных комплексов от их размыва и эрозии в более позднее время. По имеющейся сети профилей МОГТ-2Д можно выделить только зоны, а для детального картирования и выделения клиноформных тел, необходимы работы МОГТ-3Д в комплексе с детальным изучением потенциальных полей и электро-разведочными работами.

Литература

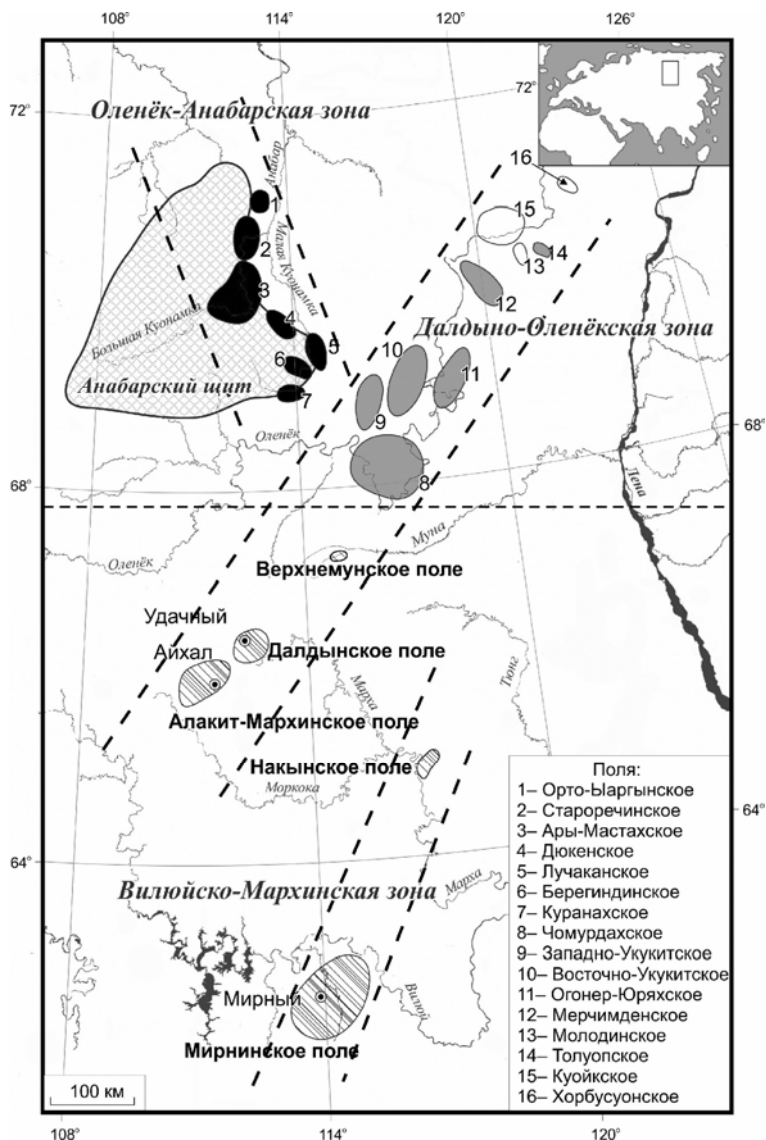
1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковичина Е.В. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.
2. Афанасенков А.П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М. Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. 2017. № 2. С. 60–70.
3. Афанасенков А.П., Обухов А.Н., Каламкаргов С.А., Чикишев А.А., Любаев Р.Р. Новая тектоническая модель Енисей-Хатангского регионального прогиба // Материалы 49 Тектонического совещания. 2017. Т. 1.
4. Балдин В.А., Кунин К.Н., Кунин Н.Я. Новые представления о строении и генезисе диагональной системы мегавалов в Енисей-Хатангском прогибе // Геология нефти и газа. 1997. № 3.
5. Балдин В.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнеюрско-неокомских отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 2001.
6. Исаев А.В., Кринин В.А., Карпухин С.М. Перспективы нефтегазоносности клиноформного комплекса Енисей-Хатангского регионального прогиба // Нефтегазовая геология. Теория и практика. Санкт-Петербург, 2015.
7. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8.
8. Старосельцев В.С., Мельников Н.В., Гришин М.П. Тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. М 1:5 000 000 // Новосибирск: СНИИГГиМС, 2005.
9. Тальвирский Д.Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 168 с.

Линейный тектонический контроль кимберлитового вулканизма

Одной из важных особенностей формирования кимберлитов Якутской провинции является глубинный линейный тектонический контроль их размещения. О тектоническом контроле свидетельствует линейное расположение отдельных кимберлитовых полей. В пределах Якутской провинции поля группируются (рис. 1) в три линейно-ориентированные минерагенические зоны – Вилюйско-Мархинскую, Далдыно-Оленекскую и Оленек-Анабарскую. Большинство полей сосредоточено в Далдыно-Оленекской зоне, которая контролируется Далдыно-Оленекской системой глубинных разломов северо-восточного простирания общей протяженностью более 1000 км при ширине 90–120 км. Примечательно, что в пределах Далдыно-Оленекской зоны обнаруживаются кимберлитовые поля, принадлежащие разным эпохам формирования. В эту зону с ЮЗ на СВ последовательно входят три алмазоносных поля, имеющие возраст 369–344 млн лет (Алакит-Мархинское, Далдынское, Верхнемунское); пять полей с неалмазоносными или с убогой алмазоносностью трубками с возрастом 429–408 млн лет (Чомурдахское, Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Огонер-Юряхское, Мерчимденское); три поля с неалмазоносными или с убогой алмазоносностью трубками с возрастом 157–146 млн лет (Куойкское, Молодинское и Хорбусуонское); одно поле с неалмазоносными или с убогой алмазоносностью трубками с возрастом 350–370 млн лет (Толуопское). Оленек-Анабарская зона включает в себя 5 полей (Куранахское, Лучаканское, Дюкенское, Ары-Мастахское, Староречинское и Орто-Ыаргынское) в которых совмещены трубки кимберлитового, щелочно-пикритового и карбонатитового состава двух возрастов – 228–217 и 175–170 млн лет. Возрасты приведены в соответствии с литературным источником [12].

Тектонический контроль, проявленный в виде одной линейно-вытянутой зоны, названной «коридором» (corridor) является типичным для проявлений кимберлитового и щелочного вулканизма на разных континентах – Африке, Северной и Южной Америке. Сосредоточие разновозрастных проявлений кимберлитового вулканизма в пределах коридора обнаруживается (помимо Якутской провинции) и в других провинциях мира, например, в Северной Америке (4 возрастных домена в

¹ Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия



Карта размещения кимберлитовых полей Якутской провинции разных возрастов. Соответствующие полям овалы показаны для № 8–12 (429–408 млн лет) – серым цветом; для алмазоносных полей и № 14 (369–344 млн лет) – горизонтальной штриховкой; для № 1–7 (228–217 и 175–170 млн лет) – черным цветом; для № 13, 15, 17 (157–146 млн лет) – без цвета

Slave кратоне: от 535–523 млн лет (Snap Lake dyke) до 74–48 (Las de Gras поле) [5]; в Бразилии [Agaujo et al, 2001]. Ряд исследователей [5, 6] обратили внимание на совпадение периодов активности кимберлитового вулканизма на разных континентах, в разных провинциях мира. Действительно, 1-й этап активности 429–408 млн лет в пределах Сибирского кратона близок по времени к внедрению кимберлитов USA, (Iron Mountain 408–400 млн лет, [5]). 2-й этап активности 369–344 млн лет в пределах Сибирского кратона близок ко времени проявления кимберлитового вулканизма в Архангельской провинции (370–340 млн лет, [1, 2]). Заметим, что в это же время произошло формирование щелочного ультрамафического интрузивного комплекса Ice River, Canada (356.5±1.0 млн лет, [7]). 3-й этап активности 228–217 млн лет в Сибирском кратоне совпадает с одним из трёх проявлений кимберлитового вулканизма Churchill, Canada (225–219, 204–181 и 175–170 млн лет [4]). 4-м этап активности 175–147 млн лет в Сибирском кратоне совпадает с внедрением кимберлитов Timiskaming, Canada (180–134 млн лет, [6]), а также с возрастом кимберлитовых трубок Западной Африки (Guinea and Sierra Leone, 153–140 млн лет, [11]). По-видимому, наиболее значительное проявление синхронного кимберлитового и лампроитового вулканизма на разных континентах, в разных странах (India, Canada, Greenland, Australia, Liberia, N. America, Scandinavia and South Africa) произошло в протерозое около 1100 млн лет [9, 10].

Приуроченность кимберлитового вулканизма к линейным зонам большой протяженности, совмещение в пределах одной зоны кимберлитов разных эпох формирования, совпадение возрастов активности на разных континентах, указывают на региональную, возможно, даже **планетарного** масштаба причину его возникновения – а **global ‘mantle event’** [5, 6, 8].

Исследования проведены благодаря финансовой поддержке интеграционного проекта РФФИ № П.2Р/IX.130-5.

Литература

1. Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В., Веричев Е.В., Гаранин В.К., Головин Н.Н., Зуев В.М. Атлас, морфогенез алмазов и минерал-спутников из кимберлитов и родственных пород Архангельской алма-зоносной провинции. М.: Полярный круг. 2005. 624 с.
2. Первов В.А., Ларченко В.А., Минченко Г.В., и др. Время проявления и длительность кимберлитового магматизма в Зимнебережном алмазоносном районе: Rb-Sr данные по возрасту кимберлитов силлов по р. Мела // ДАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 88–91.

3. *Araujo A.L.N., Carlson R.W., Gaspar J.C., Bizzi L.A.* Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba alkaline province, Minas Gerais, Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 142. P. 163–177.
4. *Chalapathi N.V., Lexmann B.* Kimberlites, flood basalts and mantle plumes: New insights from the Deccan Large Igneous Province // *Earth Science Reviews.* 2011. V. 107. P. 315–324.
5. *Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A.* The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration // *Lithos.* 2003. V. 71. P. 153–184.
6. *Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A.* The temporal evolution of North American kimberlites // *Lithos.* 2004. V. 76. P. 377–397.
7. *Heaman L.M.* The application of U–Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards // *Chem. Geol.* 2009. V. 261. P. 43–52.
8. *Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G.* Tectonic setting of kimberlites // *Lithos.* 2009. V. 112S. P. 155–165.
9. *Kumar A., Heaman L.M., Manikyamba C.* Mesoproterozoic kimberlites in south India: A possible link to ~1.1 Ga global magmatism // *Precam. Res.* 2007. V. 154. P. 192–204.
10. *Osborne I., Sherlock S., Anand M., Argles T.* New Ar–Ar ages of southern Indian kimberlites and a lamproite and their geochemical evolution // *Precam. Res.* 2011. V. 189. P. 91–103.
11. *Skinner E.M.W., Apter D.B., Morelli C., Smithson N.K.* Kimberlites of the Man craton, West Africa // *Lithos.* 2004. V. 76. P. 233–259.
12. *Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Wu Fu-Yuan, Yakovlev D., Yang Yue-Heng, Yang Jin-Hui.* Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from *in situ* U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 404. P. 283–295.

М.К. Косько, А.К. Алексеева, Е.С. Турова, Ю.Н. Хохлова¹

Западная область Лаптевского седиментационного бассейна – новые данные и традиционные проблемы

Лаптевский седиментационный бассейн в современной морфоструктуре представляет собой открытую в Евразийский бассейн центриклинали. Согласно принимаемой большинством российских и зарубежных исследователей и геологов-практиков концепции геологического строения Лаптевоморской плиты разрез земной коры удастся расчленить на осадочный чехол, промежуточный структурный этаж и консолидиро-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ФГБУ "ВНИИОкеангеология")

ванный фундамент. Промежуточный структурный этаж и осадочный чехол рассматриваются как осадочный слой в противоположность существенно метаморфизованной и насыщенной магматитами консолидированной коре. Такое объединение удобно при обзорах субпланетарного уровня и оправдано при недостатке натуральных наблюдений. Промежуточный структурный этаж включает деформированные платформенные чехлы, не диагностируемые региональной сейсморазведкой, авлакогенные, тафрогенные и рифтогенные комплексы, эпикратонные складчато-надвиговые системы.

Широко распространено географическое районирование Лаптевского бассейна на западную и восточную области [5]. В западной области структурами первого порядка осадочного чехла являются Западно-Лаптевский прогиб (синеклиза) и Североземельская моноклираль. Прогиб и моноклираль пересекаются Хатангско-Ломоносовской зоной, простирающейся от Хатангского залива в северо-восточном направлении. Зона представлена разломами и цепочкой глубоких депоцентов в нижних горизонтах осадочного чехла [1, 16].

Западно-Лаптевский прогиб на севере ограничен континентальным склоном, к востоку от прогиба располагается Шелонская структурная терраса, принадлежащая к восточной области Лаптевского шельфа и отделенная от прогиба Лазаревским листрическим сбросом [13, 14]. На западе прогиб сопрягается с Североземельской моноклиалью по Нордвикским разломам, которыми на акваторию с Сибирского кратона продолжается Уджинский рифт, известный с рифея [10, 12]. Уджинский рифт на платформе отчетливо проявлен также в структурных картах по подошве палеозоя и по подошве мезозоя [9]. На юге бассейн ограничен поднятиями кряжа Прончищева и дельты Лены с выходами сложно деформированных разновозрастных толщ позднемеловой эпикратонной складчато-надвиговой системы [4].

Разрывными нарушениями первого ранга являются Нордвикские разломы, разломы Хатангско-Ломоносовской зоны, Лазаревский и предполагаемый Дунайский разломы. Крупные разломы нередко прослеживаются из чехла в фундамент. Сгущения мелкоамплитудных разрывных нарушений и некоррелируемых рефлекторов прослеживаются в чехле как особые зоны. Морфология зон и их внутреннее строение позволяет интерпретировать их как транспрессионные деформации.

Лазаревский разлом прослежен профилями МОГТ и в аномалиях гравитационного поля более чем на 500 км от губы Буор-Хая до 76.5° с.ш. Падение сместителя в западном направлении составляет 25–40° [14, 15]. Сместитель выполаживается по падению и на глубине 15–20 км проявляется горизонтальной зоной сильных отражений. Вертикаль-

ная амплитуда смещений по акустическому фундаменту обычно превышает 2 км, уменьшаясь к северу, и на широте 76° разлом проявлен в сейсмической записи МОГТ лишь сближенными малоамплитудными разрывными смещениями. По верхним горизонтам осадочного чехла вертикальные смещения по Лазаревскому разлому не превышают первых сотен метров.

Дунайский разлом проводится от островов Дунай в дельте Лены к острову Большой Бегичев. Этим разломом внутренняя часть поздних киммерид в фундаменте Лаптевского бассейна отделяется от ее внешней периферии, образованной системой дуплексов южной вергентности [3]. Вне южной прибрежной зоны сейсморазведочными данными не обнаруживаются признаки интенсивной тектонической расслоенности, что позволяет приписывать Дунайскому разлому роль границы между структурно различными участками позднекиммерийского фундамента.

Региональные разломы располагаются в зонах мелких складчатых и разрывных нарушений, видимых на профилях МОГТ. Они проявлены на картах аномальных магнитного и гравитационного полей и в волновом поле разграничивают участки с различной структурой записи. Нордвигские разломы, судя по записям ОГТ, содержат сбросовую и сдвиговую компоненты. В пользу сдвиговой кинематики разломов говорят структуры обращенного вверх цветка.

Хатангско-Ломоносовские разломы – это преимущественно сбросы, проявленные в частности в рельефе подошвы осадочного чехла. Заложение этих разломов относится к позднему палеозою – к началу накопления мощного каменноугольного–триасового терригенного комплекса, формировавшегося либо в рифтогенном прогибе, либо в краевом прогибе герцинид. В первом случае разломы возникли в обстановке растяжения, во втором случае разломы инициированы горизонтальным сжатием вкрест надвигавшегося с севера герцинского орогена. Оба варианта допускают сдвиговую компоненту [7].

В море Лаптевых с запада проецируются нефтеносные комплексы Хатангского прогиба и нефтегазоперспективные комплексы Таймыро-Североземельской складчатой области. На юге на Сибирской платформе и на востоке на Новосибирских островах широко распространены обогащенные битумами палеозойские толщи. Представляется своевременным, во-первых, уяснить, позволяет ли доступная информация проследить продолжение этих комплексов на акватории и, во-вторых, оценить, реально ли совершенствование методологии использования геофизических данных для более надежной геологической интерпретации и, соответственно, ресурсных оценок. В этом контексте существенно использование обобщенных данных МОГТ на акватории близ побере-

жья Таймыра, появление в печати новой геодинамической модели Лаптевского шельфа и ее обоснования на основе гравитационного моделирования [13, 16], опубликованные данные геодинамического синтеза по Таймыро-Североземельской складчатой области и Енисей-Хатангскому прогибу [1] и, конечно же, результаты бурения в Хатангском заливе, проводимого ПАО «Роснефть» в 2017 г.

Лаптевская самостоятельная перспективная нефтегазоносная область (СПНГО) на западе граничит с Анабаро-Хатангской нефтегазоносной областью (НГО) Лено-Тунгусской провинции (НГП), нефтегазоносность восточного звена которой подтверждена новейшими результатами бурения [8]. Этим обстоятельством объясняется повышенное внимание к геологическому строению западной части шельфа моря Лаптевых.

Продолжение на шельф моря Лаптевых структурно-вещественных комплексов с материка и окружающих островов по умолчанию присутствует в большинстве опубликованных геологических моделей. Исследователи расходятся в определении тектонической природы комплексов и их возраста. В пользу существования на акватории известной на суше геологической ситуации говорит тектоническая унаследованность в ориентировке структур складчатых систем сухопутного обрамления моря Лаптевых и продолжение этих направлений на акваторию в аномальных потенциальных полях и в ориентировке рельефа подошвы осадочного чехла по сейсморазведочным данным. Ориентировка складчато-надвиговых структур Таймырской области согласуется с геодинамической зональностью, наметившейся еще в позднем докембрии и отчетливо фиксируемой в фациях палеозойских отложений. На островах Анжу северо-западной простирание позднекеммерийских складок совпадает с фациальной и тектонической зональностью раннего и среднего палеозоя. Отсутствие значимых смещений при взаимном пересечении региональных разломов также указывает на структурную унаследованность, поскольку имеется достаточно оснований датировать заложение главнейших из разломов в докембрии и палеозое при неоднократном возобновлении движений в мезозое и кайнозое.

Растяжение земной коры в море Лаптевых на 500 км в направлении вкрест простирания рифтовой системы с полным уничтожением верхней консолидированной коры континентального типа и эксгумацией на подошву осадочного чехла нижней коры [13, 16] представляется сомнительным. В случае принятия этой модели в нефтяной геологии пришлось бы отказаться от принятых ресурсных оценок.

Нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные комплексы Енисей-Хатангского прогиба и Таймыро-Североземельской области присутствуют в осадочном чехле и промежуточном структурном этаже на западе шельфа моря Лаптевых. На Североземельской моноклинали постсред-

непалеозойские перспективные толщи входят в состав осадочного чехла, а ниже-среднепалеозойские возможно нефтегазоносные формации могут присутствовать в складчатом фундаменте. Эта ситуация сохраняется на северо-западе Западно-Лаптевской синеклизы. В центре и на юго-востоке синеклизы перспективные комплексы находятся в промежуточном структурном этаже, представленным здесь позднекиммерийской эпикратонной складчато-надвиговой системой.

Уточнение расхождений между тектоническими моделями, во-первых, придает больше уверенности в создании геологического обоснования ресурсной оценки шельфовых пространств Евразии и, во-вторых, принципиально важно в контексте понимания современной структуры и геодинамической истории Арктики в силу ключевого положения шельфа моря Лаптевых на продолжении спредингового Евразийского бассейна.

Что касается прикладного, ресурсного, аспекта, то модель расчленения земной коры на осадочный чехол, промежуточный структурный этаж и консолидированный фундамент избавляет нас от споров о возрасте складчатого фундамента и подошвы осадочного чехла. Условность проведения подошвы чехла по акустическому фундаменту, с одной стороны, и степень катагенеза толщ эпикратонных складчатых систем фундамента показывают, что фундамент по генерационным и емкостным характеристикам не менее перспективен, чем осадочный чехол [11]. Разделение по уровню перспективности фундамента и чехла в море Лаптевых входит в задачу дальнейших оценок зонального и локального прогнозов, когда рассматриваются структурные факторы прогнозируемых нефтегазоносных систем.

Природа фундамента и осадочного чехла Лаптевоморского шельфа однозначно не установлена, и по всей видимости, в ближайшие десятилетия так и не будет изучена на основе бурения. В такой ситуации анализ и обобщение всех доступных геолого-геофизических материалов, в первую очередь по материковому и островному обрамлению моря Лаптевых, количественная интерпретация геофизических данных и геолого-геохимическое моделирование могут иметь решающую роль для прогноза нефтегазоносности.

Литература

1. Афанасенков А.П., А.М. Никишин, А.В. Унгер, С.И. Бордунов, О.В. Луговая, А.А. Чикишев, Е.В. Яковичина. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.
2. Балдин В.А. Кунин К.Н., Кунин Н.Я. Новые представления о строении и генезисе диагональной системы мегавалов в Енисей-Хатангском прогибе // Геология нефти и газа. 1997. № 3. С. 26–34.

3. Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Глубинное строение Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным интерпретации сейсморазведочных профилей // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 62–66.

4. Виноградов В.А., Драчев С.С. К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части шельфа моря Лаптевых // ДАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 72–74.

5. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5 Арктические и дальневосточные моря. Кн.1 Арктические моря / Ред.: И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребинский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 468 с. (МПР РФ; РАН; ВНИИОкеангеология).

6. Грамберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. Министерство природных ресурсов РФ, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана / Под ред. И.С. Грамберга и А.А. Комарицына. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 31–38.

7. Долматова И.В., Пешикова И.Н. Модель рифтовой деструкции северной палеоокраины Сибирского континента (Енисей-Хатангский прогиб) // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. № 7. М.: ВНИИОЭНГ, 2001. С. 30–33.

8. Калинин М.К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Труды научно-исследовательского института геологии Арктики Министерства геологии и охраны недр СССР. Т. 104. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 360 с.

9. Конторович В.А., Конторович А.Э., Моисеев С.А., Соловьев М.В. Структурно-тектоническая характеристика Лено-Анабарского региона // Геология нефти и газа. 2014. № 1. С. 74–82.

10. Косью М.К., Верба В.В., Кораго Е.А., Мусатов Е.Е., Супруненко О.И. Фундамент арктического шельфа Евразии: блоковая делимость и некоторые аспекты эволюции // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл. ред. Д.А. Додин, В.С. Сурков // СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 109–120.

11. Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч. Структура и нефтегазовый потенциал Лаптевоморского региона // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 4. С. 322–339.

12. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

13. Drachev S.S., Shkarubo S.I. Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic // Geol. Soc. London. Downloaded from <http://sp.lyellcollection.org/> at James Cook University on June 13, 2017.

14. Franke D., Hinz K., Onken O. The Laptev Sea Rift // Marine and Petroleum Geology. 2001. V. 18. P. 1083–1127.

15. Franke D., Hinz K., Block M., Drachev S.S., Neben S., Kos'ko M.K., Reichert Chr., Roeser H.A. Tectonics of the Laptev Sea Region in North-Eastern Siberia // Polarforschung 68: 1998 (erschienen 2000). P. 51–58.

16. Mazur S., Campbell S., Green C., Boutmani R. Extension across the Laptev Sea continental rifts constrained by gravity modeling // Tectonics. V. 34. P. 435–448, <https://doi.org/10.1002/2014TC003590>

А.В. Кохан¹, Е. П. Дубинин²

Строение и эволюция литосферы центрального сектора южной части Индийского океана

Строение и эволюция литосферы центрального сектора южной части Индийского океана, ограниченного на востоке плато Кергелен, на западе – хребтом Гунерус и меридианом 35° в. д., а на севере – широтой 25° в.д., остается во многом дискуссионным. Работа посвящена анализу тектонического строения и истории развития рассматриваемой акватории. Работа основывалась на глобальных цифровых моделях и компиляциях [6], а также опубликованных геолого-геофизических данных [1–5, 7, 8].

Дно рассматриваемой акватории сформировано сложным сочетанием океанических котловин (Эндерби, Крозе, Вальдива, Мадагаскарская), восточного сегмента Юго-западного Индийского хребта (ЮЗИХ), внутриокеанических поднятий (Скиф, Конрад, Крозе, Дель Кано, Мадагаскарское) и микроконтинентов (банка Элан, южная часть плато Кергелен). Строение континентальной окраины Антарктиды осложнено краевым поднятием хребта Гунерус. Рельеф крупнейших морфоструктур осложнен многочисленными неравномерно распределенными по акватории небольшими поднятиями, подводными горами, трогами разломных и шовных зон. История развития осложнялась многочисленными плитными реорганизациями и воздействием горячих точек.

Океанические котловины, склоны и рифтовая зона ЮЗИХ подстилаются океанической корой, внутриокеанические поднятия – утолщенной океанической корой, сформированной в результате воздействия горячих точек (мощность до 15–20 км), банка Элан, плато Кергелен и хребет Гунерус, предположительно, подстилаются утоненной континентальной корой, перекрытой излияниями базальтов мощностью до 15–22 км и до 20–28 км (хребет Гунерус) [1, 2, 7].

История формирования дна акватории на стадии ранее 80–84 млн лет назад (аномалия С34, прослеживается к северу от плато Конрад)

¹ ООО «Сварог», Москва, Россия

² МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

остается дискуссионным. Начало спрединга в восточной котловине Эндерби, предположительно, датируется аномалиями M11-M12 (около 130–135 млн лет назад) [1, 4, 5]. В период 120–125 млн лет назад произошел перескок спрединга в северном направлении с отделением от Индийской континентальной окраины блока микроконтинента банки Элан. В этот период начинается спрединг в западной части котловины на отрезке от 50–55° в. д. до хребта Гунерус [1, 4, 5].

В период 90–95 млн лет назад происходит перестройка спрединговой системы, направление растяжения с С-Ю сменяется ССВ-ЮЮЗ, что прослеживается в изменении простираия разломных зон, закладывается демаркационная разломная зона Кергелен [1, 4]. Начиная с этого периода, в акватории действует система горячих точек Крозе, Марион и Конрад [8]. Траектории их перемещения точно не установлены, предполагается, что в результате их активности сформировались поднятия Конрад, Афанасия Никитина, хребет 85° в. д., плато Дель Кано, Крозе и Мадагаскарское [8]. В период 75–80 млн лет назад предположительно произошел перескок спрединга в северном направлении на сегменте ЮЗИХ

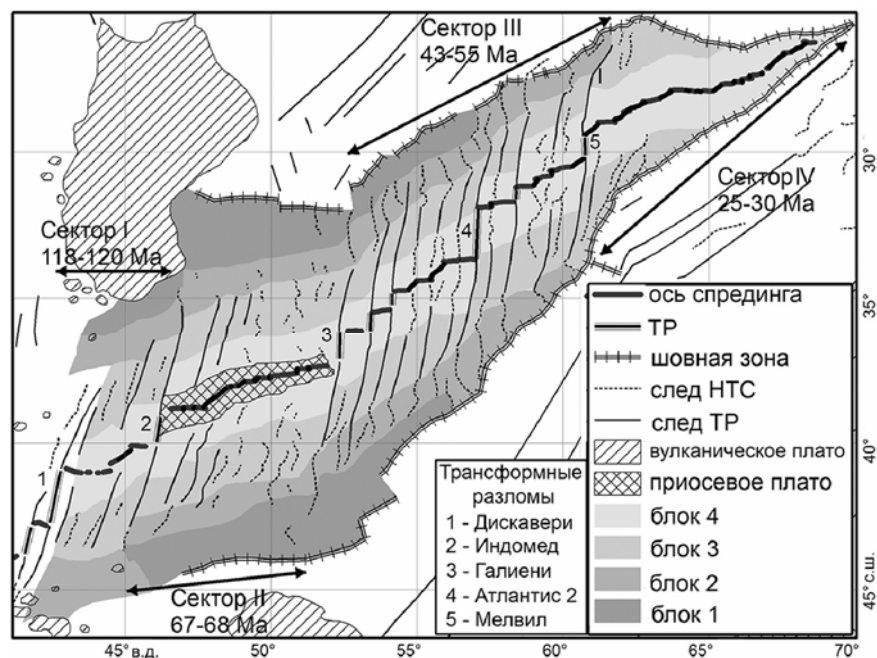


Рисунок. Тектоническая схема коры и структурная сегментация восточной части ЮЗИХ, отражающая основные этапы его развития

Таблица. Этапы развития и кинематика спрединга восточной части ЮЗИХ

Этап (блок)	Возраст, млн лет	Скорость и направление спрединга, оценки скорости и направления спрединга приведены по [3]
1	48–68	18–19 мм/год, 140–150°
2	40–48	Растет от 18–19 до 28–30 мм/год, 150–175°
3	20–40	28–30 мм/год и ее сокращение до 14–15 мм/год на отрезке 20–25 млн лет назад, 190–195°
4	0–20	12–15 мм/год, 180–185°

между поднятиями Дель Кано и Конрад [5]. На отрезке около 70–80 млн лет назад (аномалии С30–32) началось развитие восточной части ЮЗИХ, связанное с миграцией на восток тройного соединения Родригес, чей след отчетливо прослеживается в виде шовной зоны [5].

Литосфера, сформированная на ЮЗИХ, в рассматриваемой акватории расположена к востоку от разломной зоны Дискавери 2 (43–44° в.д.) и в субширотном направлении подразделяется на 4 сектора с различным строением и геодинамикой спрединга [3]. Границы между секторами проходят по трансформным разломам Индомед (46° в. д.), Галиени (56°20′ в. д.), Мелвилл (60°45′ в. д.) и их внеосевым следам (рисунок). В субмеридиональном направлении выделяются блоки литосферы ЮЗИХ, фиксируемые в ее морфоструктурном плане по изменению блокового строения и сегментации. Блоки соотносятся с этапами развития литосферы хребта (таблица, рисунок).

Изменения скорости, направления спрединга и степени влияния горячих точек привели к различиям строения литосферы. Слабая степень сегментации литосферы трансформными разломами и нетрансформными смещениями характерна для двух случаев: влияние горячей точки (сектор II полностью и сектор III, период 48–68 млн. лет назад) и отсутствие влияния горячей точки при скорости спрединга ниже 18–19 мм/год (сектора I, III, IV, период 0–20 млн лет назад). Повышение скорости спрединга до 28–30 мм/год при отсутствии влияния горячей точки приводило к формированию сегментации оси спрединга трансформными разломами и нетрансформными смещениями (сектора III и IV, период 20–48 млн лет назад).

Последняя по времени перестройка спрединговых систем региона происходила в период 40–42 млн лет назад (аномалия С18) и связана с изменением направления спрединга на Юго-Восточном Индийском хребте с ССВ-ЮЮЗ на СВ-ЮЗ [6].

На основании всей совокупности данных была составлена схема тектонического районирования литосферы рассматриваемой акватории. Выделены следующие участки океанической литосферы. Наиболее древняя океаническая кора возрастом более 120–125 млн лет располагается в западном бассейне и в южной части восточного бассейна котловины Эндерби. Кора возрастом от 120–125 до 90–95 млн лет располагается в северной части котловины Эндерби, в котловине Вальдива севернее банки Элан, и, по-видимому, подстилают значительную часть северного плато Кергелен. Фрагмент коры возрастом от 90–95 до 80–84 млн. лет подстилает северную часть котловины Эндерби и поднятие Конрад. Его южная граница, по-видимому, проходит в полосе смены ориентировок разломных зон с С-Ю на ССВ-ЮЮЗ. Котловины Крозе и Мадагаскарская подстилаются корой возрастом менее 80–84 млн лет, которая сформировалась на Юго-восточном Индийском хребте. В северо-восточной части котловин располагается псевдоразлом, маркирующий изменение скорости и направления спрединга. Граница литосферы ЮЗИХ отчетливо прослеживается в виде псевдоразломов, маркирующих продвижение на восток тройного соединения Родригес.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № №16-17-10139).

Литература

1. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.
2. Bernard F. et al. The Kerguelen plateau: Records from a long-living/composite microcontinent // Marine and Petroleum Geology. 2010. V. 27. P. 633–649.
3. Cande S., Patriat P. The anticorrelated velocities of Africa and India in the Late Cretaceous and early Cenozoic // Geophys. J. Int. 2015. V.200. P. 227–243.
4. Desa M.A., Ramana M.V. Middle Cretaceous geomagnetic field anomalies in the Eastern Indian // Marine geology. 2016. V. 382. P. 111–121.
5. Gibbons A.D., Whittaker J.M., Muller D.R. The breakup of East Gondwana: Assimilating constraints from Cretaceous ocean basins around India into a best-fit tectonic model // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2013. V. 118. P. 808–822.
6. Müller R.D. et al. The GPlates Portal: Cloud-Based Interactive 3D Visualization of Global Geophysical and Geological Data in a Web Browser // PLoS ONE. 2016. V. 11 (3): e0150883. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0150883>
7. Recq M., Goslin J., Charvis P., Operto S. Small-scale crustal variability within an intraplate structure: the Crozet Bank (southern Indian Ocean) // Geophys. J. Int. 1998. V. 134. P. 145–156.
8. Zhang T., Lin J., Gao J. Interactions between hotspots and the Southwest Indian Ridge during the last 90 Ma: implications on the formation of oceanic plateaus and intra-plate seamounts // Sci. China Earth. Sci. 2011. V. 54. N 8. P. 177–1188.

**Сейсмический фактор
в образовании горных котловин
п-ова Абрау (Северо-Западный Кавказ)**

Зона сочленения складчато-орогенных сооружений Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины характеризуется высокой современной геодинамической активностью. Одним из наиболее мобильных является участок Черноморского побережья между Анапой и Новороссийском. Здесь же сосредоточены уникальные обвальнo-оползневые структуры сейсмогравитационного генезиса [1–11], а сам южный склон Северо-Западного Кавказа подвергся тотальной сеймотектонической переработке [10]. В результате высокоэнергетические сейсмические события сыграли очень важную роль в формировании современного рельефа этой территории, в том числе и горных котловин.

Ярким примером подобных форм является котловина озера Абрау. Его происхождение обсуждалось многими учеными, предложивших ряд весьма спорных гипотез был опубликован в разных источниках. Наиболее полные исследования были проведены А.Б. Островским [3], сделавшим вывод о том, что древняя долина р. Абрау, была перегорожена грандиозным оползнем, сместившимся с ее правого борта. Была обнаружена и древняя дельта реки, в пределах которой в настоящее время располагается оз. Лиманчик. Эти выводы полностью вписываются в современные представления о развитии сейсмодислокаций и сейсмогравитационных деформаций и подтверждаются нашими исследованиями [6–11].

Озеро Абрау расположено в нижней части долины одноименной реки. Оно вытянуто с севера на юг и имеет длину 3 км, а ширину от 600 до 900 м (рис. 1). Тело древнего оползня, который перегораживает долину, в рельефе выражено достаточно отчетливо, хотя и не так ясно, как более молодые формы. Он протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 2.5 км. Строение оползня хорошо видна сбоку со стороны моря в районе оз. Лиманчик, где явно выражены ступени смещавшихся коренных блоков. Сверху располагаются отдельные участки дислоцированных сейсмогравитационных отложений, большая часть которых была перемещена вниз и завалила долину реки.

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Котловины подобного генезиса, хотя и меньших размеров, были выявлены авторами в ходе проведения полевых и камеральных наблюдений. Они расположены обычно на периферии крупных сейсмогравитационных структур или внутри них и образовались в результате перегораживания речных долин сместившимися блоками или сплошной массой сейсмогравитационных отложений. Такой генезис, например, имеет котловина щели Широкой, образованная на периферии оползня Малого Утриша и некоторые другие. Размеры их обычно небольшие, до 200–300 м в длину.

Еще одним примером котловин сейсмогенного происхождения является котловина оз. Сухой Лиман. Она расположена в верхней части самой крупной в районе сейсмогравитационной структуры Лагунной [7]. Замкнутая котловина образовалась из-за отрыва и смещения водораздельного хребта Навагир, связанного с имевшими здесь место сейсмическими событиями [8]. Она представляет собой заболоченное понижение с плоским дном размером примерно 700 на 500 м, периодически заполняемое водой (рис. 2).

К югу расположен слабо измененный участок склона с ненарушенным или слабо нарушенным залеганием пород. Здесь располагаются смещенные с северного склона хр. Навагир фрагменты долин крупных временных водотоков. Амплитуда их смещения по горизонтали от 100 до 700 м (с разворотом бывшей водораздельной части хребта по часовой стрелке). В настоящее время эти долины разгружаются в котловину Сухого Лимана.

Ниже по склону отмечается типичная оползневая часть сейсмогравитационной структуры. Преобладает бугристый рельеф, отмечаются фрагменты значительно переработанной русловой сети, которая сформировалась на дооползневом этапе. Современная эрозионная сеть развита слабо. Горные породы присутствуют как в виде дезинтегрированных масс, так и отдельных блоков с сохранившейся первоначальной слоистостью.

Еще ниже оползень переходит в обвал, который развивается на крутом склоне, что приводит к полной дезинтеграции горных пород. Кроме сплошной массы сейсмогравитационных отложений, которые образуют здесь хорошо выраженные языки и террасы, отмечаются в значительном количестве отторженцы со слабо нарушенным залеганием пород. В рельефе они хорошо выражены в виде отдельных вершин с крутыми склонами. Между ними располагаются небольшие замкнутые и полужамкнутые понижения.

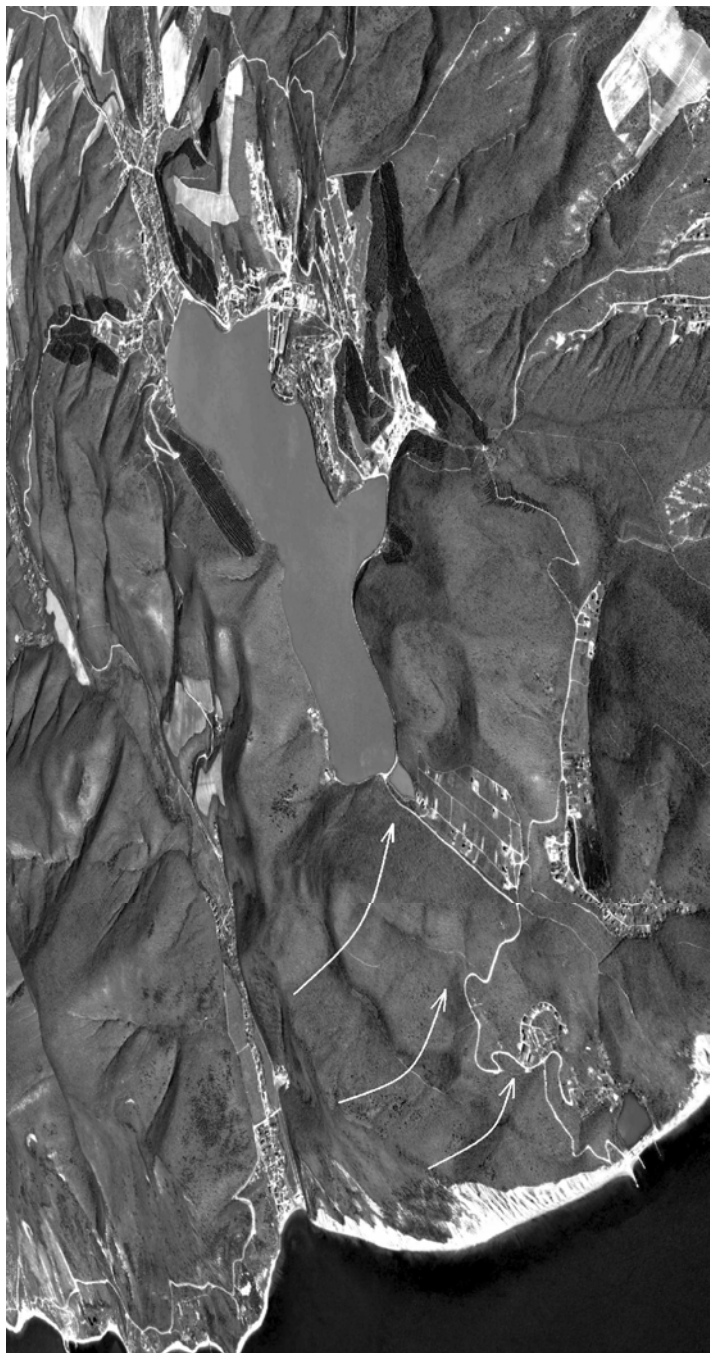


Рис. 1. Озеро Абрау (стрелками показано направление движения оползня)

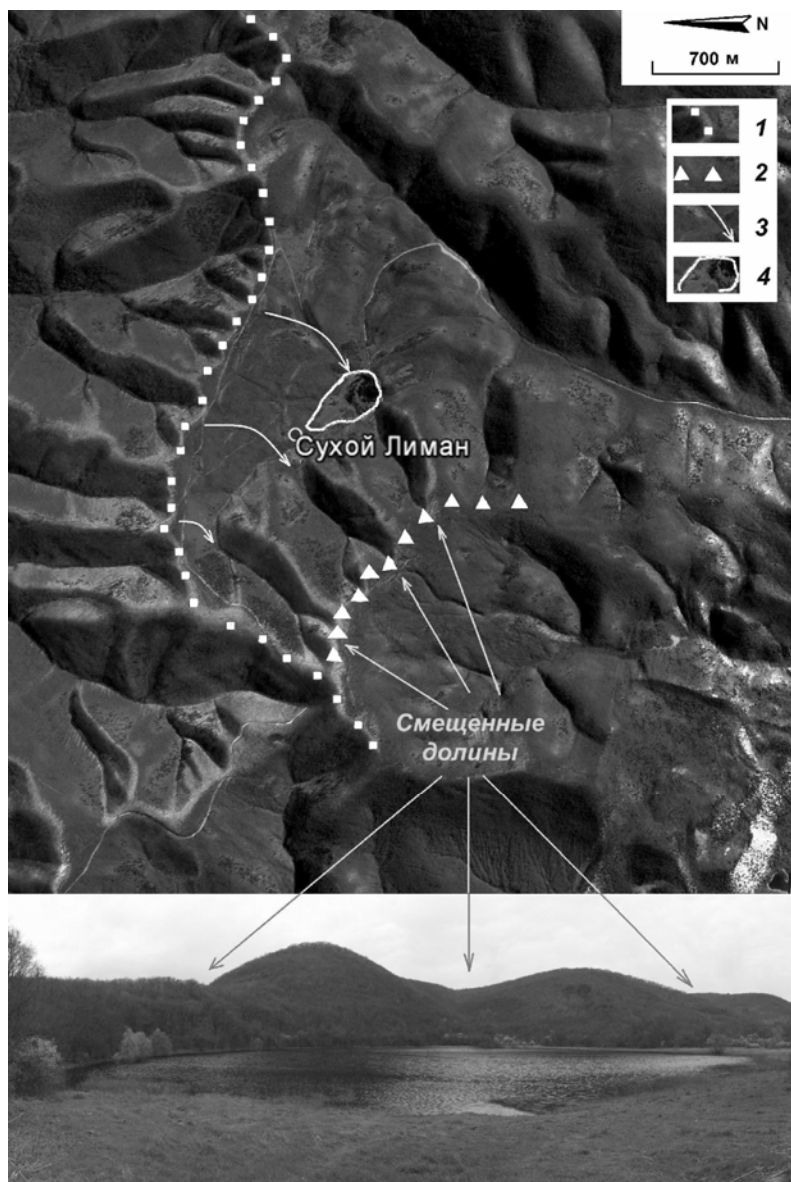


Рис. 2. Схема образования котловины озера Сухой Лиман.

1 – современный водораздел; 2 – смещенный водораздел; 3 – направление смещения речных долин; 4 – котловина озера Сухой Лиман

В некоторых котловинах образуются временные водоемы. Последний раз крупные озера в котловинах щели Широкой и Сухой Лиман образовались в феврале–марте 2016 г. Озеро Абрау является постоянным водоемом, уровень которого меняется незначительно.

Таким образом, установлено, что наиболее широкое распространение в пределах п-ова Абрау получили горные котловины различных размеров, образовавшихся в большинстве случаев в результате перегораживания долин рек или временных водотоков обвально-оползневыми массами сейсмогенного происхождения. Результаты исследований свидетельствуют также о неоднократном проявлении сейсмических событий в исследуемом регионе. Масштабы изменения ландшафта указывают на их высокий энергетический класс и вероятное нахождение эпицентров землетрясений в пределах или непосредственной близости от рассмотренной территории.

Литература

1. Жидков М.П. Условия возникновения крупных обвально-оползневых смещений на Большом Кавказе. // Геоморфология. 2000. № 1. С. 73–81.
2. Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Попков В.И. Роль сейсмогравитационных процессов в формировании рельефа Черноморского побережья на участке Анапа-Новороссийск // Теория и методы современной геоморфологии: материалы XXXV пленума геоморфологической комиссии РАН, Симферополь 3–8 октября 2016 г. Т. 2, Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, г. Симферополь, Россия, 2016. С. 52–56.
3. Островский А.Б. Происхождение озера Абрау и других бессточных котловин на Черноморском побережье Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 1. С. 89–98.
4. Палеосейсмогеология Большого Кавказа / В.С. Хромовских, В.П. Солоненко, Р.М. Семенов, В.М. Жилкин. М.: Наука, 1979. 188 с.
5. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Быхалова О.Н. Результаты изучения палеосейсмостектонических деформаций и оползневых процессов на территории Государственного природного заповедника «Утриш» (Северо-Западный Кавказ) // Геология, география и глобальная энергия: научно-технический журнал. 2015. № 3 (58). С. 101–114.
6. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Генезис обвально-оползневых структур п-ова Абрау (Северо-Западный Кавказ) // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов академии наук Республики Башкортостан. 2015. № 21. С. 107–112.
7. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е. Крупнейшие сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Запад-

ного Кавказа // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов академии наук Республики Башкортостан. 2016. № 22. С. 51–55.

8. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Сейсмогравитационные морфоструктуры в зоне сочленения Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2016. № 66. С. 353–359.

9. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Результаты детальных исследований сейсмогравитационных деформаций п-ова Абрау (Северо-Западный Кавказ) // Четвертая тектоно-физическая конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием. 2016. С. 206–212.

10. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. О тотальной сейсмотектонической переработке южного склона Северо-Западного Кавказа // ДАН. 2017. Т. 476. № 4. С. 431–434.

11. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е. Следы крупных землетрясений на Северо-Западном Кавказе // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докладов VII Международного симпозиума. К 80-летию со дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора НС РАН Ю.А. Трапезникова (18.10.1936–13.04.1999). Бишкек, 2017. С. 40–43.

**Н.Н. Крук^{1,2}, А.И. Ханчук³, И.А. Александров³,
В.В. Голозубов³, С.А. Касаткин³, С.Н. Руднев¹,
Д.В. Семенова¹, О.А. Гаврюшкина^{1,2}**

Природа, состав и особенности палеозойской тектоно-термальной эволюции геологических комплексов Сергеевского террейна (Южное Приморье): новые данные и нерешенные проблемы

Сергеевский террейн объединяет кристаллические породы Южного Приморья, залегающие в виде тектонических покровов и клиньев, надвинутых на юрские аккреционные комплексы Сихотэ-Алиня. Образова-

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

² Новосибирский государственный исследовательский университет, г. Новосибирск

³ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

ния Сергеевского террейна лучше всего обнажены и изучены вблизи побережья Японского моря между п. Шкотово и г. Находка. Здесь выделяются (снизу вверх) четыре главных структурных элемента [1, 2]. Автохтон представлен юрскими образованиями Самаркинской аккреционной призмы, проявленными в эрозионных окнах среди более древних пород. Первый снизу тектонический покров сложен породами шайгинского глаукофан-зеленосланцевого комплекса раннепермского [3] возраста.

Второй покров сложен метаморфическими породами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, прорванными телами гранитоидов и перекрытых неметаморфизованными отложениями девона. Последний (третий) покров сложен в нижней части гранитоидами, на которых с базальными конгломератами в основании залегают верхнепермские вулканогенные и осадочные отложения.

Наиболее древние **метаморфические породы** Сергеевского террейна традиционно разделяются на два комплекса: авдокимовский и сергеевский. Породы авдокимовского комплекса обнажены в северной части района, а также вдоль побережья Японского моря, где они слагают серию ксеноблоков в габброидах и гранитоидах. Видовой состав комплекса разнообразен: в него включаются клинопироксеновые мрамора, кальцифиры, амфиболиты (в том числе гранатовые), слюдяные кристаллосланцы и кварциты.

По вещественному составу метатерригенные породы (слюдяные кристаллосланцы) характеризуются высокой кремнекислотностью (71–74 мас. % SiO_2), обогащены калием и глиноземом. По петрохимическим характеристикам они соответствуют метааркозам, а по редкоземельным – продуктам размыва «зрелой» коры с резким преобладанием кислого материала. Модельный Nd возраст пород – 1.5 млрд лет [4].

Гранатовые амфиболиты характеризуются низкими содержаниями K, Ti, P, обеднены несовместимыми элементами и по геохимическим характеристикам соответствуют N-MORB. Безгранатовые амфиболиты более разнообразны: наряду с породами, имеющими характеристики N- и E-MORB присутствуют разности, соответствующие толеитовым и известково-щелочным базальтоидам островных дуг. Пироксеновые мраморы и кальцифиры, являются продуктами метаморфизма карбонатистых глин. Возраст авдокимовского комплекса дискуссионен (более подробно этот вопрос рассматривается ниже).

Образования сергеевского комплекса картируются на площади в сотни квадратных километров и представлены однообразными гнейсовидными метагабброидами и метадиоритами, часто интенсивно мигматизированными. Наименее тектонизированные разности представляют со-

бой габбро-гнейсы, сложенные плагиоклазом и роговой обманкой. Второстепенные минералы представлены клинопироксеном, а в метадiorитах – биотитом и кварцем.

По вещественному составу метагабброиды и метадiorиты соответствуют породам нормального, реже умеренно-щелочного ряда. Для них характерны низкие содержания Ti, умеренные – K, P и LILE, повышенные – Sr. Типичны близкларковые концентрации R3Э, дифференцированные спектры их распределения, низкие содержания HFSE. По геохимическим характеристикам метагабброиды соответствуют известково-щелочным породам активных континентальных окраин.

Возраст пород сергеевского комплекса составляет 489–479 млн лет (U-Pb, циркон). Близкая оценка (486±2 млн лет) получена Ar-Ar методом по амфиболу из жилы трондьемитовой лейкосомы [4]. В наименее тектонизированных габброидах установлен кластер магматических цирконов с возрастом 517±3 млн. Модельный Nd возраст составляет 1.4–1.6 млрд лет для метагабброидов и 1.1–1.2 млрд лет для метадiorитов.

Интрузивные образования Сергеевского террейна представлены, в основном, гранитоидами. Максимальные их объемы локализованы во втором пакете. Здесь выделяется два типа пород.

К первому относятся гранитоиды тафуинского комплекса, слагающие крупный массив к северу от залива Восток. Это крупно-среднезернистые гранит-лейкограниты, содержащие биотит, замещенный поздним мусковитом. Гранитоиды прорывают метагабброиды сергеевского комплекса, содержат ксенолиты и ксеноблоки амфиболитов и слюдяных сланцев, а сами часто тектонизированы с развитием катаклаза и бластомилонитизации. По составу гранитоиды соответствуют калиевым высокоглиноземистым гранит-лейкогранитам с низкими концентрациями HFSE и R3Э при повышенных содержаниях LILE. Возраст гранитоидов, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 513±4 млн лет, возраст захваченных цирконов – от 550 до 2130 млн лет, модельный Nd возраст – 1.7 млрд лет.

Гранитоиды второго типа слагают массив в юго-западной части Сергеевского террейна. Они прорывают метагабброиды сергеевского комплекса и перекрываются (с аркозовым контактом) отложениями перми. Массив сложен биотит-амфиболовыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и биотитовыми лейкогранитами. Для пород характерны мелко-среднезернистый облик и массивная текстура. По вещественному составу гранитоиды соответствуют метаглиноземистым породам нормального ряда с калий-натровой специализацией щелочей. Редкоэлементный состав типичен для гранитоидов I-типа. Возраст варьирует от 420±3 млн лет (кварцевые диориты) до 409±3 млн лет (лейкограниты).

Гранитоиды, локализованные в третьем пакете, объединены в таудеминский комплекс. Они слагают протяженные пластины между метагабброидами сергеевского комплекса и пермскими конгломератами. Контакты с метагабброидами повсеместно тектонические с образованием милонитов. В неизмененных образцах устанавливаются биотит-двуполевошпатовый (реже с амфиболом) первичный состав гранитоидов. По вещественному составу они соответствуют известково-щелочным породам нормального ряда. Возраст пород составляет 472–463 млн лет [5].

Таким образом, имеющиеся данные позволяют интерпретировать Сергеевский террейн как фрагмент кембрийской конвергентной окраины континента, подвергшийся интенсивному метаморфизму и анатексису в ордовике (489–463 млн лет) и, повторно, на границе силура и девона. Однако, для окончательного понимания природы и истории тектонической эволюции этого блока необходимо решение двух главных проблем.

Первая связана с определением объема, природы и возраста авдокимовского комплекса. Видовой состав пород, включаемых в него, весьма широк. При этом геологические данные указывают на «досергеевский» возраст комплекса, о чем свидетельствует наличие многочисленных ксеноблоков амфиболитов и метаизвестковых пород среди сергеевских габброидов в береговых обнажениях к западу от г. Находка [1, 2]. Вместе с тем немногочисленные датированные цирконы демонстрируют возрасты не древнее силура. Вероятнее всего, авдокимовский комплекс в существующем объеме – это «сборное» подразделение, куда включены породы различной природы и возраста. Расчленение его является задачей дальнейших исследований.

Вторую проблему представляет диагностика позднепалеозойских образований. Несколько пермских датировок получены по цирконам из магматических и метаморфических пород, отнесенных при картировании к различным комплексам [6 и др.]; одиночные цирконы с возрастом 280–263 млн лет присутствуют и в других датированных пробах. Однако, до настоящего времени не удалось ни оконтурить при картировании тела достоверно позднепалеозойских кристаллических пород, ни установить их индикаторные признаки. Решение этой задачи требует постановки масштабных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00515).

Литература

1. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
2. Коваленко С.В., Давыдов И.А. Сергеевский террейн – древняя структура Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1173–1177.
3. Коваленко С.В., Ханчук А.И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 3. С. 692–694.
4. Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В. и др. Изотопная Nd-систематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России // ДАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 62–66.
5. Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Ages of Igneous Rocks in the Southern Part of Primorye, Far East Russia // Mem. Natl. Mus. Nat. Sci., Tokyo. 2016. V. 51. P. 71–78.
6. Аленичева А.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н. и др. U-Pb, Hf изотопные и REE систематики цирконов из сергеевского комплекса Сихотэ-Алиня: генезис кристаллов минерала-геохронометра и возраст этапов становления пород // Изотопные системы и время геологических процессов. СПб.: ИП Каталкина, 2009. Т. 1. С. 26–28.

О закономерности в смене фазового состава флюида в геологических процессах

Фундаментальным свойством геологической среды является конвергентность (сходимость, лат.) процессов. Уже давно известно, что на заключительных стадиях развития различных геологических процессов наблюдаются по сути идентичные, независимые от геохронологии и пространственного положения происходящих процессов преобразования вещественного состава и структуры [2]. Идеи о конвергентности рудных формаций впервые (1960) были высказаны В.И. Смирновым применительно к колчеданным месторождениям, для которых наблюдается устойчивость минерального состава и строения залежей, формировавшихся в различной обстановке. То же самое положение в полной мере можно отнести и к месторождениям нефти.

Конвергентность во многом объясняется кислородными и водородными связями. Кислород организует химические связи во всех породообразующих минералах. Физико-химические свойства кислорода определяют фундаментальные свойства геологического пространства. Низкая поляризуемость атомов кислорода обеспечивает упругий и электромагнитный способы передачи энергии и, соответственно определяет характер процесса разрушения. Именно упругие свойства являются доминирующим свойством, через которые в основном осуществляются энергетическое взаимодействие. Кислород входит в химический состав воды, тем самым, образуя общность свойств (в том числе упругих) между горными породами и водными растворами. Конвергентность процессов наблюдается не только на завершающей стадии процесса, но и в последовательной смене фазового состава флюида. По геологическим меркам мгновенно эта закономерность проявляется при землетрясениях, одних из самых распространенных явлений в геологической среде. Главными факторами для резкой разгрузки напряжений служат – газ, вода и резервуар с жесткой структурой каркаса [7]. Газовая фаза флюида обеспечивает накопление упругой энергии, резервуар с жесткой структурой её сохранение, жидкая фаза способствует разрушению жестких связей в породе. Сценарий зарождения и развития сейсмического события может быть представлен следующим образом. На начальном этапе в резервуар нагнетается (или уже есть) газ. С повышением давления он начинает сжиматься, что ведет к росту запасенной упругой энер-

¹ ИПНГ РАН, Москва, Россия, amkouzin@ya.ru

гии. При определенном уровне напряжений, критического для данного объема геосреды, поступление воды или присутствующего её количества может привести к разрушению резервуара и его обрамления вмещающей среды. Фактически предложенная модель является усовершенствованием известной дилатансионно-диффузионной модели очага землетрясения. Существенным элементом предложенной модели является последовательность поступления флюида в очаговую зону, сначала газа затем воды. Последующее поступление газа может приводить к вытеснению и очаговой зоны воды и дальнейшему возобновлению процесса накопления упругой энергии.

Изменение фазового состава флюида отражает бухтообразное изменение параметра отношения скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s). С увеличением трещиноватости до определенного предела и ростом газонасыщенности V_p/V_s уменьшается на 10–20%, с притоком воды V_p/V_s начинает возрастать. Землетрясения происходят не только в зонах тектонической активизации, но и на месторождениях полезных ископаемых флюидного генезиса, в различных по истории развития и составу комплексах пород. О корреляции сейсмичности с рудными месторождениями эндогенного происхождения [14, 15] и месторождениями углеводородов [3, 9] известно достаточно давно. Объединяет эти относительно разные явления то, что они происходят на механически жестких (упругих) блоках или неоднородностях при обязательном участии флюида [7].

В геологии нефти и газа месторождения углеводородов по содержанию газа и нефти подразделяются от газовых, нефтегазовых до нефтяных. Критерием наличия газовой залежи в сейсморазведке является аномально низкие V_p/V_s . С газовой фазой флюида непосредственно связано образование рудных месторождений. Перенос рудной минерализации от магматического до гидротермального типа месторождений осуществляется преимущественно с газовой фазой флюида. Газовая фаза, это специфический долгоживущий в геологическом времени след рудообразования [13]. Вывод о повышенном содержании газообразного флюида в руде находит подтверждение в результатах геохимических и петрологических исследований.

Пониженные значения V_p/V_s фиксируются в рудных интервалах на месторождениях, даже там, где кремнезем (с ним обычно связываются низкие значения V_p/V_s) присутствует в ограниченном количестве. Пониженные значения V_p/V_s в рудных интервалах разреза могут быть интерпретированы только повышенным содержанием газообразного флюида [5]. Одной из причин образования аномалий V_p/V_s в породах консолидированной коры может являться газовая «дистилляция», когда

в процессе двухфазной фильтрации происходит закономерное гидродинамическое расщепление фаз с обогащением фронтальных частей флюидных потоков газовой фазой [4]. С ней может быть связано существование газовых струй. Коалесценция газовых пузырей и оттеснение жидкой фазы объясняет возможность длительного существования блоков пород с поровым, преимущественно газового заполнения пространством.

Сопоставление значений параметра V_p/V_s с температурами образования рудной минерализации позволило выделить тенденцию уменьшения значений V_p/V_s с ростом температуры образования руды. Это можно объяснить двумя факторами, при высоких давлениях и температурах рудная минерализация переносится преимущественно в составе газовой фазы, при этом вмещающая порода сохраняет или приобретает более высокую упругость. Такое подобие в поведении параметра V_p/V_s между залежами рудной минерализации и газа может рассматриваться как общая закономерность раннего этапа в процессе образования месторождений флюидного генезиса. Эта закономерность согласуется с данными анализа содержания металлов в современных бассейнах приведенные в [10]. Оказалось, что в газоконденсатных парогазовых смесях растворено значительно большее количество соединений металлов, чем в нефтях.

Значительный объем исследований на алмазонасных трубках взрыва показал, что образование алмазов происходило преимущественно за счет газообразно-жидкой фазы флюида, а не расплава [1]. Подобие развития флюидных систем в рудных и газонефтеносных районах находит отображение в параметрах и характеристиках сейсмического поля и, в частности, подобие волновых картин на временных разрезах [8]. Анализ разрезов V_p/V_s в нефтегазонасных районах по данным ГСЗ позволил выявить другую общую закономерность – относительное преобладание повышенных значений V_p/V_s в верхней части консолидированной коры и уменьшение ее к средней части от районов с преобладающей нефтеносностью к районам с преобладающей газонасностью [6]. Особенности нефтеносных районов от газонасных согласно геотермическим исследованиям является развитие нисходящей фильтрации воды и её растворов [11]. Высокие значения V_p/V_s , соответствуют породам, содержащим в трещинах и порах воду. Это вместе с результатами изучения геотермического поля свидетельствует о генетической взаимосвязи нефтеобразования с конвективными гидротермальными системами. Все типы рудных систем от магматогенных до гидротермальных фактически связаны конвекцией воды [12]. Учитывая это, образование нефти представляется дальнейшим развитием гидротермальной системы.

Смена фазового состава флюида может рассматриваться как фундаментальное свойство геосреды в процессе дегазации Земли, от сейс-

мичности до образования месторождений полезных ископаемых флюидного генезиса.

Литература

1. *Барышев А.Н.* Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 20–35.
2. *Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., 1955, 88 с.
3. *Киссин И.Г.* Подземные воды и сейсмические процессы // Подземные воды и эволюция литосферы: Материалы Всесоюз. конф. М.: Наука, 1985. Т. II. С. 302–306.
4. *Кошемчук С.К., Магомедов М.А., Алехин Ю.В., Лакишанов Л.З.* Двух-фазная фильтрация в системах вода-газ. Экспериментальное и теоретическое исследование // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука, 1998. С. 279–296.
5. *Кузин А.М.* О возможной природе относительно низких значений параметра V_p/V_s рудных залежах флюидного генезиса // Геофизика. 2012. № 2. С. 7–15.
6. *Кузин А.М.* Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным // Сборник трудов «Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. ГЕОС, М.: 2011, С. 276–301.
7. *Кузин А.М.* О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Часть 1–2 // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2015. Выпуск 2(12). <http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html>
8. *Кузин А.М.* Флюиды в классификации разрывных нарушений. Отображение фазового состава флюида в зонах разрывных нарушений в параметрах сейсмического поля. Часть 3 // Актуальные проблемы нефти и газа: Электрон. науч. журн. 2017. Вып. 1(16). Режим доступа: <http://www.oilgasjournal.ru>
9. *Кутинов Ю.Г.* Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 399 с.
10. *Петренко В.И., Котов В.С., Петухова Н.М., Петренко Н.В.* Роль паров воды в массопереносе на примере парогазовых смесей газоконденсатных месторождений // Подземные воды и эволюция литосферы. Мат-лы Всесоюзной конференции. Т. II. М.: Наука, 1985. С. 47–49.
11. *Садаров (мл.) С.С.* Структуры в гидротермальных системах. М.: Наука, 1989. 151 с.
12. *Синяков В.И.* Основы теории рудогенеза. Л.: Недра, 1987, 192 с.

13. Фридман А.И. Природные газы рудных месторождений. М.: Недра, 1970. 192 с.

14. Goldberg I.S., Abramson G.J., Haslam C.O., Los V.L. Depletion and enrichment zones in the Bendigo gold field: a possible source of gold and implications for exploration // Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology. 2007. V. 102. P. 745–753.

15. Sibson R.H. Earthquake rupturing as a hydrothermal mineralizing agent // Geology. 1987. V. 15. P. 701–704.

А.М. Кузин¹

Флюидно-тектоническая зональность в земной коре по данным сейсмических наблюдений

С дегазацией Земли в последние четверть века связывают образование месторождений углеводородов, импульсный режим геодинамических процессов. Сейсмический образ дегазации отождествляется с вертикальными, цилиндрическими или коническими зонами хаотической сейсмической записи. Тотальный переход от методов МОВЗ-ГСЗ на МОГТ способствовал изучению тонкой структуры земной коры. В частности, были выделены вертикальные и области интенсивной и малоинтенсивной сейсмической записи. Горизонтальные области интенсивной сейсмической записи без физического доказательства их природы были определены как области повышенного флюидонасыщения, а вертикальные зоны как каналы миграции глубинных флюидов. До этого каналами миграции флюидов считались отражающие границы разрывные нарушения.

Прогресс в совершенствовании аппаратуры, методики полевых наблюдений и обработки сейсмических данных позволил не только выделить области флюидонасыщения, но и прогнозировать фазовый состав флюида, а также по-новому интерпретировать данные МОВЗ и ГСЗ. Ранее в работе [5, 6] было показано, что вертикальные области интенсивной сейсмической записи являются областями инфильтрации воды в породы консолидированной коры. Вода резко снижает эффект рассеяния, а высокая диэлектрическая проницаемость (в 81 раз ослабляет связи в кристаллической решетке) позволяет проникать воде в самые непроницаемые породы. По данным структурных построений [5] вертикальные области интенсивной сейсмической записи достигают глубин 20 км (геотраверс «Татсейс»), что хорошо согласуется с результатами других работ. Они наблюдаются как на суше,

¹ Организация Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

так и на море. Моделированием для тектонического блока месторождения углеводородов «Тенгиз» было установлено, что зона аномально низкого литостатического давления уходит на глубину порядка 18 км [2]. В таких условиях трещинные системы вертикальных разрывных нарушений, заполнившись водой, могут оставаться открытыми до глубин перехода от упругих деформаций к пластичным. Причем давление в сообщающихся трещинах может не превышать гидростатического во всем диапазоне глубин проникновения зоны разрывного нарушения [11]. Подобные зоны разрывных нарушений широко распространены в континентальных рифтовых районах, испытывающих современные растягивающие напряжения [12]. При этом существование вертикальных зон инфильтрации, открытых разрывных нарушений возможно только механически жесткой среде [5, 7].

С глубины в среднем 20 км фиксируется горизонтальная область интенсивной сейсмической записи (зона «рефлективности»). Приблизительно с той же глубины горные породы характеризуются сменой реологии разрушения, квазипластичным типом разрушения, при котором возрастает диспергация. Возрастание диспергации ведет к увеличению смачиваемости породы. При росте нагрузки на водонасыщенные образцы пород значения V_p/V_s растут для всех пород, вода не отжимается из породы [6]. Это означает, что при соответствующем давлении количества воды, содержащейся в породе, становится достаточно для заполнения пор и трещин с газом. Сжимаемость воды гораздо меньше газа, тем самым существенно снижаются рассеивающие свойства среды. Это дает основание интерпретировать зону «рефлективности» как зону присутствия воды.

Области интенсивной сейсмической записи достигают тех же глубин (15–20 км), отсюда возможно присутствие канала взаимосвязи поверхностных вод с глубинными. Одним из механизмов нисходящей фильтрации может служить механизм М-фильтрации [10]. Другим источником воды в этом слое может быть дегидратация серпентинитов. Расчет процесса дегидратации области (мощностью 10 км и длиной 40 км на глубине 25 км) и примыкающей к вертикальному разлому доказало возможность длительного существования флюида в области дегидратации [1]. Ещё одним источником воды может быть взаимодействие восходящего потока водорода с кислородом мантии. В ходе этой экзотермической реакции флюидный поток прожигает литосферу и трансформируется из водородного в водородноводный и затем в водный [8].

Значительно чаще на временных разрезах МОГТ встречаются вертикальные и горизонтальные области с малоинтенсивной сейсмической записью. Встречаются также области произвольной формы, нередко связанные с зонами гидротермально-метасоматических изменений пород.

Вертикальные области почти однозначно (соляные штоки и др. не рассматриваются) как для осадочного чехла, так и для консолидированной коры определяются зонами вторжения газообразного флюида. Они фикси-

руются на временных разрезах, полученных при наземных и морских сейсмических наблюдениях. Присутствие газа в горных породах обуславливает значительное усиление рассеяния сейсмических волн. Эти области на временном разрезе могут быть непрерывными и/или прерывистыми, это хорошо прослеживается в осадочном разрезе. В консолидированной коре они в ряде случаев контактируют с субвертикальными областями интенсивной записи и интенсивными наклонными отражениями. Это согласуется с результатами геотермических наблюдений в скважине Ново-Елховской 20009, области поглощения бурового раствора граничат с зонами газовыделения [9]. В отличие от вертикальных областей с интенсивной записью они наблюдаются от границы Мохоровичича и глубже, прослеживаясь до подошвы осадочного чехла и иногда выше. Горизонтальные области малоинтенсивной сейсмической записи в осадочном чехле обычно сопровождают залежи углеводородов, в первую очередь газа. В консолидированной коре эти области обычно находятся в её верхней части и могут прослеживаться на сотни километров. Считается, что эти области связаны с массивами гранитов. Однако в целом ряде районов (Украинский кристаллический щит, Северный Казахстан и др.), где широко распространены гранитоиды, малоинтенсивной записи не фиксируется. В то же время горизонтальные области малоинтенсивной сейсмической записи прослеживаются в самых различных по литологии массивах пород. На геотраверсах Татсейс, Алтай – Северная Земля и других на временных разрезах просматривается аналогия между волновой картиной на границе Мохо и верхней частью консолидированной коры и осадочным чехлом, что позволяет предположить общую причину малоинтенсивной записи – влияние флюида в газовой фазе. Горизонтальные области малоинтенсивной сейсмической записи в консолидированной коре по внешнему виду бывают схожи с отображением залежей углеводородов на временных разрезах, что ещё раз свидетельствует об их общем генезисе.

Таким образом, в консолидированной земной коре существует флюидно-тектоническая зональность обусловленная дегазацией, тектоникой и свойствами флюида. В верхней части консолидированной коры скапливается флюид в газообразной форме, в нижней части коры скапливается флюид преимущественно в жидкой фазе. В зависимости от особенностей тектонического строения и современной геодинамики флюидная зональность в коре осложнена вертикальными сквозными зонами миграции (фильтрации и инфильтрации) флюида.

Установленная флюидно-тектоническая зональность земной коры служит веским аргументом для внесения дополнений в интерпретацию данных ГСЗ. Соотношения значений V_p/V_s (V_p – скорость продольной волны, V_s – скорость поперечной волны) между сухими и водонасыщенными образцами (при росте дифференциальной нагрузки) лежит в интервале от 0 до 10%, тогда как изменение V_p/V_s от содержания SiO_2 составляет не более 6% [6].

Отсюда совместная интерпретация данных МОГТ и многоволнового ГСЗ на основе флюидно-тектонической зональности позволяет получать физически согласованную модель геологического строения. Наиболее четко флюидно-тектоническая зональность проявлена на докембрийских платформах. На обобщенных графиках V_p/V_s от глубины [4], полученных по данным многоволновых ГСЗ наблюдается возрастание значений V_p/V_s с глубиной по линейной зависимости, что находит хорошее объяснение из данных, экспериментально полученных зависимости увеличения значений V_p/V_s с ростом влагонасыщения среды [3]. Флюидная зональность позволяет по-новому интерпретировать слоистость земной коры (по параметру V_p/V_s), что в дальнейшем должно учитываться при изучении глубинного строения.

Литература

1. *Гарагаш И.А.* Моделирование эволюции напряженного состояния земной коры в окрестностях очага дегидратации // Современная сейсмология: достижения и проблемы: Тезисы докладов научной конференции. М., 1998. С. 12–13.
2. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Степанова Г.С.* Миграция и критерии аккумуляции углеводородов в системе тектонических разломов // ДАН. 1992. Т. 324. № 6. С. 1169–1174.
3. *Горяинов Н.Н., Ляховицкий Ф.М.* Сейсмические методы в инженерной геологии. М.: Недра, 1979. 143 с.
4. *Егоркин А.В.* Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. 1996. № 4. С. 25–30.
5. *Кузин А.М.* Диалектика в интерпретации сейсмических данных // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Материалы Всероссийской конференции, 22–25 апреля 2008 г. М.: ГЕОС, 2008. С. 242–246.
6. *Кузин А.М.* Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным // Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. М.: ГЕОС, 2011. С. 276–301.
7. *Кузин А.М.* Флюиды в классификации разрывных нарушений. Отображение фазового состава флюида в зонах разрывных нарушений в параметрах сейсмического поля. Часть 3 // Актуальные проблемы нефти и газа: Электрон. науч. журн. 2017. Вып. 1. № 16. Режим доступа: <http://www.oilgasjournal.ru>
8. *Летников Ф.А., Дорогокупец П.Н.* К вопросу о роли сверхглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // ДАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 535–537.
9. *Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х.* Разуплотненные зоны в кристаллическом фундаменте // ГЕОРЕСУРСЫ. № 1. 1999. С. 4–15.
10. *Яковлев Л.Е.* Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 497).
11. *Gough D.L.* Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust // Nature. 1986. V. 323. N 11. P. 143–144.

**Н.Б. Кузнецов^{1, 2, 3, 4}, Е.А. Белоусова⁵, В.М. Горожанин^{6, 7},
Е.Н. Горожанина⁷, Т.В. Романюк^{2, 5}**

Верхнее возрастное ограничение этапа структурного совмещения Башкирского поднятия и Таганайско-Белорецкой тектонической единицы (Башкирский антиклинорий, запад Южного Урала)

Расположенный на западе Южного Урала Башкирский антиклинорий (БА) – крупный (~250 км в длину и ~100 км в ширину) северо-восточно ориентированный выступ докембрийских пород. Он интерпретируется как реликт позднедокембрийской пассивной окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) [9, 11] или как реликт внутриконтинентального рифтогенного бассейна, трансформировавшегося в начале палеозоя в пассивную окраину ВЕК [2]. Однако проходящий примерно в осевой части БА Зюраткульский разлом (ЗР) отчетливо делит БА на две заметно разные части. Западнее ЗР расположена область распространения не испытывавших [9] предордовикских дислокаций и метаморфизма верхнедокембрийских образований, слагающих стратиграфическую последовательность, нижняя большая часть которой (неметаморфизованные преимущественно осадочные породы, в том числе на уровне низов среднего рифея), – это типовой (стратотипический) разреза рифея [9–11], а верхняя – терригенные образования, слагающие ашинскую серию верхнего венда [9] или верхнего венда – нижнего кембрия [7]. Восточнее ЗР распространены неравномерно метаморфизованные и испытывавшие предордовикские дислокации [1, 9] позднедокем-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

³ Российский Университет Нефти и Газа им. И.М.Губкина, Москва, Россия

⁴ Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия

⁵ Университет Маквори / центр CCFS/GEMOK, Сидней, Австралия

⁶ Институт геологии Уфимского НЦ РАН

⁷ Кафедра геологии и геоморфологии Географического факультета БашГУ, Уфа, Россия

брийские образования, в строении которых на уроне низов среднего рифея широко представлены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (машакская, шатакская, кувашская свиты) [2, 9, 11].

Такая особенность внутреннего строения БА позволила высказать предположение [4], что **БА** – составная (композитная) структура, состоящая из двух четко различающихся элементов – Башкирского поднятия (**БП**) и Таганайско-Белорецкой тектонической единицы (**ТБЕ**), расположенных к западу и востоку от **ЗР**, соответственно. В соответствии с этими представлениями, **БП** – реликт позднедокембрийской пассивной окраины Балтики/Протобалтики [4], а **ТБЕ** – реликт структуры, чужеродной по отношению к сопредельной части Балтики/Протобалтики, перемещенной в свое современное структурное положение в доордовикское время в результате крупноамплитудного правосдвигового вдольуральского смещения [4].

Верхний докембрий **БП** с параллельным и/или географическим несогласием перекрыт палеозоем, в основании которого на западе и юго-западе **БП** и залегает маломощная толща кварцевых верхнеэмских песчаников (такатинская свита) [6, 9], а на юге – кварцевые верхнеордовикские песчаники [3, 5]. Верхний докембрийский **ТБЕ** с ярко выраженным структурным несогласием перекрыт палеозойской террегинно-карбонатной последовательностью, начинающейся с маломощной толщи верхнеордовикских кварцевых песчаников [3, 5, 9]. При этом песчаники, с которых начинаются разрезы палеозоя в пределах как **БП**, так и **ТБЕ**, по многим признакам сходны. Отличие состоит лишь в характере взаимоотношений с подстилающими образованиями (со структурным и параллельным несогласием, соответственно).

Нами были изучены детритные цирконы (**dZr**) из верхнеордовикских кварцевых песчаников (проба K12-025), которые к западу от с. Максютово (на р. Белой) без признаков структурного несогласия налегают на верхи верхнедокембрийского разреза **БП** [5], а также **dZr** из верхнеордовикских кварцевых песчаников (проба K12-006) [8], которые с резким структурным несогласием перекрывают деформированные и неравномерно метаморфизованные верхнедокембрийские комплексы **ТБЕ**. Визуальное сравнение возрастов **dZr** (рисунок), а также сопоставление по критерию Колмогорова-Смирнова ($p=0.761$) показало сходство полученных возрастных наборов. Это указывает на то, что изученные песчаники с высокой степенью вероятности сложены продуктами эрозии одних и тех же комплексов.

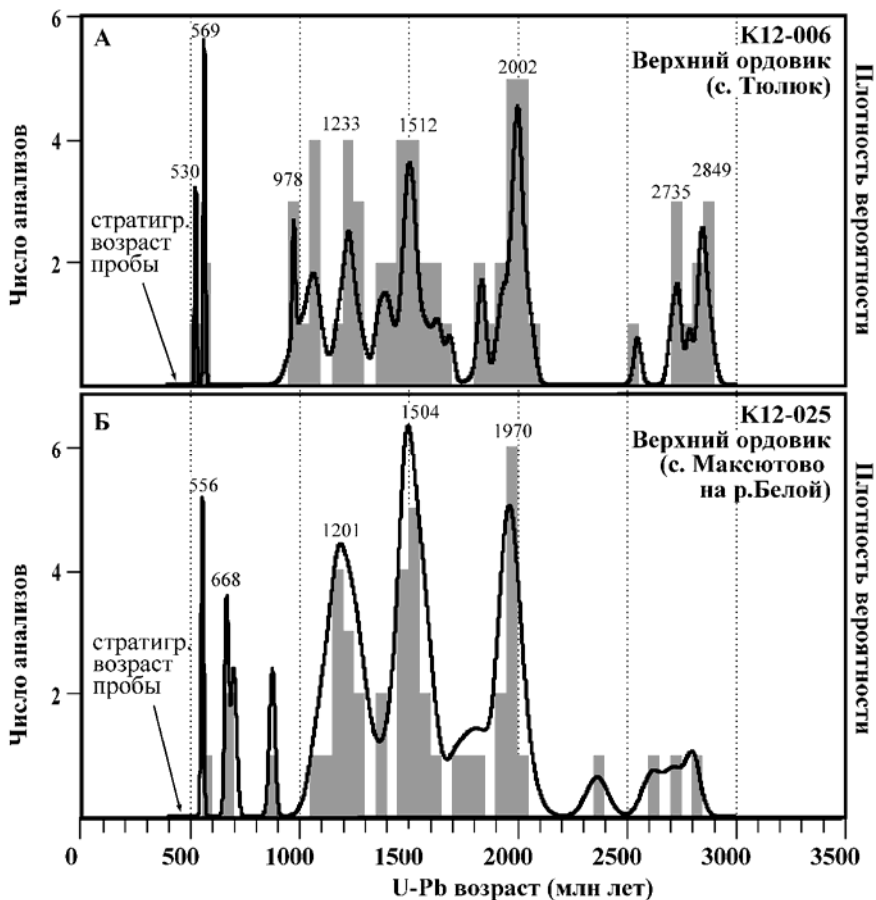


Рисунок. Гистограммы и кривые плотности вероятности, иллюстрирующие характер распределение возрастов цирконов из верхнеордовикских песчаников: (А) Таганайско-Белорецкой тектонической единицы (проба K12-006 [8]) и (Б) Башкирского поднятия (проба K12-025, из [5])

Таким образом, полученные данные свидетельствует об общности питающих провинций, продуктами эрозии которых сложены верхнеордовикские песчаники, залегающие в основании непрерывных палеозойских разрезов как **БП**, так и **ТБЕ**. Это является весомым аргументом в пользу высказанных ранее [4] предположений о том, что позднедокембрийские комплексы и структуры **ТБЕ**, разнотипные и очевидно чужеродные по отношению к позднедокембрийским комплексам и структу-

рам **БП**, а также – комплексам и структурам сопредельных с ними частей **ВЕК**, были приведены в близкое к современному структурному положению до этапа накопления однотипных верхнеордовикских кварцевых песчаников. Таким образом, поздний ордовик – это верхний временной рубеж этапа структурного совмещения **БП** и **ТБЕ**.

Синтез материалов по Западному Уралу выполнен при финансовой поддержке МОН РФ (договор №14.Z50.31.0017 ИФЗ РАН). Полевые исследования и сбор каменного материала проведены в соответствие с планами исследований по теме гос.задания №0135-2016-000 лаборатории «Геодинамики позднего докембрия и фанерозоя» ГИН РАН. Подготовка каменного материала к исследованию выполнена за счет средств РФ (№14-27-00058). Лабораторные исследования *dZr* выполнены в Australian Research Council (ARC) Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and GEMOC с использованием оборудования, поддерживаемого DEST Systemic Infrastructure Grants, ARC LIEF, NCRIS/AuScope, промышленного партнера университета Маквори (Сидней), и поддержки гранта ARC FT110100685 (Белоусова Е.А.). Обработка анализов и подготовка публикации проведены при финансовой поддержке за счет РФФИ (гранты 16-05-00519 и 16-05-0029).

Литература

1. Голионко Б.Г., Артемова О.А. Позднедокембрийские и палеозойские деформации восточной части Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2016. Т. 91. № 6. С. 3–10.
2. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук в форме научного доклада. ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург, 1998. 253 с.
3. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: Изд-во БФ АН СССР, 1961. 94 с.
4. Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид–тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. М., 2009. 49 с.
5. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560–565.
6. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской

свиты Западного Урала (в связи с проблемой корренных источников уральских алмазоносных россыпей) // ДАН. 2014. Т. 455. № 4. С. 427–432.

7. Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В. Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // ДАН. 2011. Т. 440, № 3. С. 378–383.

8. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. и др. U/Pb возрасты обломочных цирконов из верхнеордовикских песчаников Юрюзаньской синклинали (Башкирский антиклинорий, Южный Урал) // ДАН. В печати.

9. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.

10. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.

11. Maslov A.V. Riphean and Vendian Sedimentary Sequences of the Timanides and Uralides, the Eastern Periphery of the East European Craton // Mem. Geol. Soc. London. 2004. V. 30. P. 19–35.

А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова¹

Центрально-Таймырский складчатый пояс в докембрии: пассивная окраина Сибирского палеоконтинента в мезопротерозое, активная окраина в неопротерозое

Центрально-Таймырский пояс сложен преимущественно докембрийскими, в разной степени метаморфизованными породами. Широко публикуются представления о том, что эти породы участвуют в строении композитного «аккреционного пояса», состоящего из набора разнородных террейнов (напр. [1, 3]). Предполагается, что этот пояс столкнулся с Сибирским палеоконтинентом в венде (В.А. Верниковский и др.) или в мезозое (А.К. Уфлянд, Л.М. Натапов, Л.П. Зоненшайн и др.). Новые геологические и геохронологические данные не подтверждают этих идей.

В 2016–2017 гг. авторы принимали участие в среднемасштабном геологическом картировании восточной части Центрально-Таймырского пояса (лист Т-48-XXXIV-XXXVI), в составе полевого отряда ВСЕ-ГЕИ. Исследованный район включает в себя выходы Фаддеевского метаморфического комплекса и его обрамления. Метаморфические поро-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

ды интерпретировались как выступ архейского или палеопротерозойского фундамента Сибирского кратона (М.Г. Равич, Ю.Е. Погребницкий, А.И. Забияка и др.). Позднее они стали рассматриваться как экзотический «кратонный террейн» [1, 4 и др.]. В.В. Беззубцев [2] отнес Фаддеевский комплекс к выступу нижнепротерозойского фундамента, но не исключил, что он сложен метаморфизованными рифейскими породами.

По нашим наблюдениям и материалам других исследователей, геологическая ситуация в этой части Таймыра следующая. 1) Нижняя часть видимого разреза сложена неравномерно метаморфизованными мезопротерозойскими(?) метаосадочными породами, прорванными гранитоидами и метабазами. 2) Выше с неявной границей лежит неопротерозойский вулканический или вулканогенно-осадочный комплекс. 3) Нижние два комплекса несогласно перекрыты синорогенными грубообломочными породами, сланцами и доломитами позднего неопротерозоя (становская и колосовская свиты и их аналоги), которые также метаморфизованы. 4) Все вышеперечисленное несогласно перекрыто нематаморфизованными, сложноскладчатыми верхневендскими–нижнепалеозойскими сланцами и известняками деформированного осадочного чехла Сибирской платформы.

В докладе преимущественно обсуждаются результаты изучения первого и второго комплексов, для пород которых получены новые геохронологические данные.

1. Мезопротерозойский комплекс сложен метаосадочными породами, в том числе кварцитами и мраморами, прорванными метагаброидами и метадолеритами. Первичная природа многих разновидностей метаморфических пород неочевидна. Детритовые цирконы метапесчаников и ядра мигматитовых цирконов имеют преимущественно палеопротерозойский возраст, реже встречаются архейские и мезопротерозойские цирконы. Авторы предполагают, что источником обломочного материала являлся фундамент Сибирского кратона. Комплекс метаосадочных пород содержит послойные тела (силлы?) амфиболитов, интерпретируемых как внутриплитные метадолериты. Возраст плагиоклазитового дифференциата составил 1309 ± 22 млн лет. Мезопротерозойские датировки внутриплитных метадолеритов и пород габбро-сиенитовой ассоциации (1357 млн лет) получены также на соседней площади [3].

Фациальные особенности гранитоидов и ассоциации метаморфических минералов позволяют наметить три уровня «глубинности». В видимой нижней части комплекса распространены мигматиты и инъекционно-жильные граниты. Участками породы подверглись анатексису в условиях верхов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. О природе протолита таких участков можно судить только по косвен-

ным признакам. Промежуточный уровень сложен метаосадочными породами и амфиболитами. Этот уровень прорван секущими жилами, дайками и штоками лейкогранитов. Породы верхнего уровня имеют аналогичный состав и вмещают плутоны калиевых гранитоидов с фенокристами КПШ, внедрившиеся в верхнекоровой обстановке.

Цирконы мигматитов, жильных гранитоидов и родственных им пород характеризуются сложной многоэтапной зональностью и обычно содержат ядра, унаследованные от протолита. На U-Pb изотопной диаграмме анализы мигматитовых цирконов обычно не образуют единого кластера, но распределяются на некотором интервале вдоль конкордии или группируются в несколько конкордантных кластеров близкого возраста. При любом варианте интерпретации такое распределение указывает на длительное время пребывания пород в условиях высоких температур. Множественность этапов кристаллизации и растворения циркона и длительное пребывание пород в субсолидусном/супрасолидусном состоянии привело к тому, что оболочки наиболее ранних генераций циркона сохранились лишь в нескольких образцах. По 94 анализам «мигматитового» циркона (SHRIMP) построена гистограмма распределения возрастов, аппроксимированная кривой распределения плотности значений. Полученные результаты заполнили почти весь отрезок временной шкалы в интервале 980–770 млн лет. Кривая распределения возрастов выявила следующие пиковые значения: 968, 943, 897, 840, 815, 775 млн лет. Последний пик выражен слабо, максимальный пик приходится на 840 млн лет.

Возраст двух образцов верхнекоровых гранитных массивов, проанализированных нами, составил 843 и 840 млн лет. Ранее на нашей и на соседней площади получено еще несколько датировок подобных гранитов, охватывающих диапазон 870–825 млн лет (неопубликованные данные ВСЕГЕИ, а также [3, 4]).

2. Неопротерозойский вулканический – вулканогенно-осадочный комплекс представлен сильно измененными метабазами, метадацитами и метариолитами. Первичная вулканическая природа многих разновидностей устанавливается только предположительно; комплекс, возможно, включает также метаосадочные породы и метадолериты. Граница с мезопротерозойским комплексом на нашей площади неочевидна, на соседней площади в его основании предполагается несогласие [3]. Возраст по нашим данным и по [3] составляет 823–846 млн лет. Севернее получены более древние датировки вулканитов 960 млн лет [5].

3. Орогенный комплекс, по свидетельству предшественников, содержит обломки порфириовидных гранитов (тех, что имеют возраст 870–825 млн лет). В 2016 г. найден гранитный массив, прорывающий ста-

новские конгломераты. Его возраст составил 609 ± 2 млн лет, что согласуется с оценкой возраста конечных этапов метаморфизма Фаддеевского комплекса по минеральным Sm-Nd и Rb-Sr изохронам и по K-Ar возрасту минералов [1]. Выход рассланцеванных лейкокогранитов аналогичного возраста (по результатам лазерной абляции) был найден также в корневой зоне Фаддеевского комплекса среди высокометаморфизованных пород.

Мезопротерозойские породы Центрально-Таймырского пояса содержат сибирскую кластику и предположительно накопились на пассивной окраине Сибирского кратона. Отмеченный нами внутриплитный магматизм на этапе 1300–1360 млн. лет широко проявился на окраинах Сибирского палеоконтинента [6 и ссылки в этой работе], в том числе на его Енисейской окраине [7]. Породы комплекса были метаморфизованы и прорваны гранитами в неопротерозое. В период с 970 по 770 млн лет в них, а также на более глубоких уровнях литосферы, происходило частичное плавление силикатного субстрата и кристаллизация циркона. Длительный период активности делает вероятной надсубдукционную интерпретацию геодинамической обстановки магматизма. Дифференцированные вулканы, залегающие на мезопротерозойском комплексе, согласуются с такой интерпретацией. Таким образом, мы предполагаем, что в неопротерозое Центрально-Таймырский пояс представлял собой активную окраину Сибирского кратона, обращенную к океану, расположенному севернее в современных координатах. Свидетельства такого океана неоднократно публиковались В.А.Верниковским (напр., [1]). Обстановка активной окраины не исключала эпизодов коллизий. В частности, таким эпизодом мог быть вызван всплеск магматической активности в интервале 870–825 млн лет. В конце неопротерозоя (610 млн лет) намечается еще одно тектоническое событие, вызвавшее плавление пород и образование гранитных расплавов. В самом конце неопротерозоя геодинамическая обстановка радикально изменилась, и начиная с позднего венда в пределах Центрально-Таймырского пояса стали накапливаться отложения чехла Сибирского кратона. Конкретизация событий, которые произошли на указанных рубежах, требует анализа геологической ситуации на площади, расположенной севернее изученного нами участка.

Главные моменты намеченной докембрийской геологической истории Таймырской окраины Сибирского палеоконтинента имеют много общих черт с эволюцией его Енисейской окраины. Там также намечается переход от обстановки пассивной окраины к активной в начале неопротерозоя [8].

Литература

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
2. Беззубцев В.В. (ред), Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.
3. Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Матушкин Н.Ю., Виноградова Н.П., Ларионов А.Н. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 23–40.
4. Макарьев А.А. (ред.) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45–48 (м. Челюскин). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 472 с.
5. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН. 2011. Т. 436. № 5. С. 647–653.
6. Гладкоцуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М. Мезопротерозойские (~1350–1340 млн лет) дайковые рои южного фланга Сибирского кратона: возраст, состав, геодинамические следствия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 54–56.
7. Лиханов И.И., Попов Н.В., Ножкин А.Д. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U–Pb и Sm–Nd данные, обстановки формирования // Геохимия. 2012. Т. 50. № 8. С. 966–976.
8. Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // J. Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 419–441.

Закономерности и парадоксы структурообразования на месторождениях гидротермально-метасоматических руд

Цель исследований: выявить общие черты структуры и закономерности структурной эволюции для очень большого, но достаточно четко обособленного, семейства эндогенных месторождений. Из всего обширного спектра гидротермально-метасоматических руд для решения поставленной задачи выбраны железорудные месторождения, в силу:

а) их широчайшего распространения в пространстве (на всех континентах кроме Антарктиды) и во времени (от раннего докембрия до плейстоцена) – в самых различных геодинамических обстановках и в самых различных по формационному типу комплексах;

б) уникальной возможности использования для определения параметров и морфологии рудовмещающих структур данных магнитометрии.

В работе использованы: собственные материалы автора по месторождениям Алданского щита, Горной Шории и Алтая, Среднего Урала, Побужья, Литвы и Финляндии; мировая литература по абсолютному большинству месторождений данного типа; фондовые материалы (отчеты) по месторождениям на территории бывш. СССР.

Анализ материалов по практически всем известным железорудным объектам данного семейства [1, 2] приводит к выводу, что из всего многообразия параметров обстановки рудогенеза только специфический деформационный режим является «общим знаменателем», т.е. фактором, определяющим принципиальную возможность возникновения месторождения. Все прочие особенности геологической обстановки – формационный облик, литология и степень метаморфизма пород вмещающих комплексов, характер дорудной структуры, наличие и состав интрузий и т.д. играют роль только второстепенных факторов, влияющих на масштаб месторождения, минеральный тип руд, особенности рудолокализирующих структур, но не ответственных за сам факт появления месторождения.

Этот специфический деформационный режим проявлен в практически повсеместной приуроченности железорудных объектов к крупным сдвигам, некоторые из которых трассируются на многие сотни и даже тысячи километров (Балтийско-Ботнический мегасдвиг, разломы Главный Уральский, Кузнецко-Алатауский, Атакамский в Чили, Филиппинский, Тан-Лу в Китае и др.).

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

Конкретная геодинамическая обстановка эпохи рудогенеза может быть различной: аккреционной (м-ния Британской Колумбии, Филлипин, Японии), субдукционной (м-ния Чилийской и Перуанской провинций), обдукционной (м-ния Таврской зоны в Турции, Западных Альп, Бетских Кордильер, Нага Хиллс в Индии), коллизионной (м-ния Чаган в Пакистане, Хаджи-Алам в Афганистане, Абовян в Армении), микроплитной (м-ния зоны Осса-Морено в Испании и Португалии, Сардинии, Чешского массива), пострифтинговой (м-ния Странджи в Болгарии, Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа), внутренней «каймы» активной окраины (м-ния Большого Бассейна в США, Восточного Китая, Алтая, Забайкалья, Бафк в Иране, Мексики), пассивной окраины (м-ния Пенсильвании в США).

Но при всем многообразии геодинамических обстановок эпохи рудогенеза в фанерозое (реконструкции докембрийских обстановок довольно проблематичны) ярко проявлена пространственная и временная прямая или, реже, косвенная («отраженная») связь рудогенеза с косоориентированной конвергенцией литосферных плит – генератором сдвиговой деформации по зонам региональных разломов, контролирующих локализацию железорудных объектов.

Две особенности отличают этот деформационный режим эпохи рудогенеза:

- как правило, весьма небольшой, по всей видимости, угол между вектором движения плит и их границей, т.е. это – «очень косоориентированная» конвергенция;
- наличие какого-либо препятствия для реализации сдвиговой деформации в форме значительных латеральных смещений блоков (ситуация «затрудненного» сдвига).

Такого рода препятствиями свободному смещению блоков при сдвиге могут служить: мелкие (плавучие) террейны в зонах субдукции (например, блокирование смещения террейна Врангелии в юре при его аккреции с другим террейном – для железорудной провинции Британской Колумбии и юго-восточной Аляски), поперечные (к направлению сдвигового смещения) зоны коллизии (зона коллизии с блоком «Большой Банки», поперечная к движению Иберийской микроплиты в карбоне – для железорудной зоны Осса-Морено), поперечные же разломы, разбивающие зону субдукции на «звенья», отличающиеся по углу и скорости субдукции (мезо-кайнозойская эволюция Чилийской и Перуанской железорудных провинций), а также некоторые особенности конфигурации краев сходящихся плит.

Существование препятствия свободному сдвиговому смещению блоков может быть относительно скоротечным в сравнении с более про-

должителной косоориентированной конвергенцией плит. Но рудогенез относится именно ко времени существования таких препятствий. Так, в ходе третичной косоориентированной конвергенции Евразийской плиты и плиты Филиппинского моря северный блок Филиппин в эоцене свободно перемещался по региональным сдвигам, но железорудные месторождения, приуроченные к этим сдвигам возникли только в миоцене, когда на пути смещающихся блоков появились препятствия в виде террейнов Палаван, Панай и Миндоро. Точно так же, не возникали месторождения в ходе палеозойского сдвигового смещения к северу террейна Южный Китаками в Японии – вплоть до появления (в мезозое) препятствий смещению в виде террейнов Абукума и Северный Китаками.

В ситуации «затрудненного» сдвига возникают изгибы плоскости сместителя – того же знака, что и сам сдвиг или же противоположного: изгибы «разгрузки» (в режиме локальной транстензии) и «упора» (в режиме локальной транспрессии), соответственно («releasing and restraining in bends» [5]).

«Алгоритм» формирования (структурно-вещественной эволюции) железорудных объектов, которые, как правило, приурочены к изгибам «упора» сместителей региональных сдвигов, практически всегда и везде однотипный, обусловленный закономерной эволюцией этих изгибов и включает две принципиально отличные стадии:

- ранняя (или предрудная) – формирование в режиме локальной (у изгиба упора) транспрессии структуры будущего рудного объекта (месторождения, узла, поля и т.п.), в отсутствие магмо-флюидной деятельности и, по всей видимости, в относительно малоглубинной обстановке (т.е. связь глубинной и малоглубинной зон отсутствует);
- поздняя (или рудная) – инверсия деформационного режима от локальной транспрессии к локальному же дилатансионному растяжению, объединение глубинной и малоглубинной зон в общую систему, магмо-флюидная деятельность (включая оруденение).

На ранней стадии структурообразование в «узлах» у изгибов упора протекает по мере роста изгибов и затухает с прекращением этого роста – по достижению максимально возможной для данных условий (в первую очередь, в зависимости от угла между осью регионального сжатия с плоскостью сместителя) величины угла изгиба. Структурообразование этой стадии отличается мощным пластическим (реже – и/или катаклатическим) течением пород как по латерали, так и вверх с возникновением таких характерных форм как сдвиговые дуплексы, крутоосные складки (нередко – конического типа) и флексуры, аллохтонные (отжатые) тела (тектонодиапиры) пластичных пород – карбонатные «штоки»,

серпентинитовый меланж и т.п. Характерной для структуры железорудных объектов в метаморфических комплексах (Адирондак, Центральный Алдан, Средняя Швеция, Побужье, Чешский массив и др.) разнообразностью крутоосных складок являются сигмоидные складки с одним редуцированным крылом.

С прекращением роста изгибов упора (как отмечено – по достижению максимально возможной для данных условий величины угла изгиба) происходит закономерная инверсия деформационного режима и сдвиговые напряжения здесь (у изгибов «упора») реализуются в форме дилатансионного растяжения (разуплотнения). На такого рода деформационную обстановку указывают и большие объемы возникающих на поздней стадии интрузивных и интрузивоподобных (метамагматических) пород, а также собственно метасоматитов и руд, и данные по микроструктурной ориентировке минералов [4] и петрофизическим свойствам этих пород. Этой инверсией обусловлено возникновение и разрастание на глубину «столба» разуплотненных пород и начало магмо-флюидной деятельности поздней стадии.

Таким образом, «пусковым механизмом» процесса формирования железорудных месторождений можно рассматривать специфическую региональную геодинамическую обстановку – режим обусловленного косоориентированной конвергенцией сдвига при наличии препятствий свободному перемещению блоков. Будучи «запущенным», этот, с элементами самоорганизации, процесс далее развивается в значительной степени автономно [3].

Парадоксальные черты процесса формирования месторождений данного типа относятся к данным по глубинности этого процесса:

- рассматривая установленную по геологическим и/или геофизическим данным нижнюю кромку железорудных тел как нижнюю границу зоны структурообразования ранней стадии, можно констатировать, что для абсолютного большинства месторождений (вне зависимости от их возраста!) глубина залегания этой границы исчисляется сотнями метров и только на единичных месторождениях, приуроченных к цилиндрическим или коническим (но с малым вершинным углом) складкам с субвертикальными осями (Таежном, Таштагольском, Абаканском, Тейском в России, Эль-Ромераль в Чили и некоторым другим) эта граница опускается более чем на 1–1.5 км от современной эрозионной поверхности;
- на многих детально разведанных или эксплуатируемых месторождениях установлено, что с глубиной – параллельно с затуханием оруденения – происходит изменение рудолокализирующих структур в сторону упрощения и «вырождения» многих структурных форм: выклиниваются, иногда весьма резко, аллохтонные тела (тектонодиапиры) пла-

стичных пород; затухают синформные конические крутоосные складки (м-ния Таятское в Восточном Саяне, Ма Он Шань в Гонконге); исчезают, распрямляясь, крутоосные складки и флексуры (м-ния Таежное на Алдане, Темиртау в Горной Шории, Ягуки в Японии); выполаживаются крутопадающие на верхних горизонтах рудолокализирующие зоны мелких разломов и катаклаза (м-ния Шерегешевское в Горной Шории, Ларап на Филиппинах);

- в то же время нередко можно видеть «затухание» рудоконтролирующих структур (иногда тех же аллохтонных тектонодиапиров пластичных пород, тел эксплозивных брекчий и др.) и вверх – с приближением к современной эрозионной поверхности;

Т.е. создается впечатление, что современные, относительно небольшие глубины распространения оруденения и рудолокализирующих структур соответствуют (или близки к) глубинам, также небольшим, как структурообразования ранней стадии, так и гидротермально-метасоматического преобразования пород (включая рудоотложение) поздней стадии. Откуда можно сделать вывод о незначительной величине эрозионного среза после эпохи рудообразования.

Любопытно, что в такой, видимо, близповерхностной обстановке температура скарново-рудного процесса в некоторых эпизодах поздней стадии локально может достигать 800–850 °C [4].

Литература

1. Кулаковский А.Л. Деформационная обстановка формирования месторождений скарново-магнетитовых руд. М.: Недра, 1991. 180 с.
2. Кулаковский А.Л. Деформационный режим как рудоконтролирующий фактор // Геофизические исследования. 2005. Вып. 3. С. 97–115.
3. Кулаковский А.Л. Автономия и самоорганизация процесса формирования месторождений скарново-магнетитовых руд // Синергетика геосистем. Сб. статей, М., 2007. С. 50–54.
4. Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. М.: Наука, 1989. 237 с.
5. Christie-Blick N., Biddle K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults // Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 1985. N.37. P. 1–34.

**О геодинамике палеопротерозойского сумийского
рифтогенеза на разных типах докембрийской коры
в сравнении с современными процессами**

На Фенноскандинавском щите первичная (?) кора, изначально структурированная на блоки, делится на 3 разновидности [3 и все ссылки там] (с Ю на С): *хондритовая–коматиитовая* (Водлозерский), *бонинитовая* (Центрально-Карельский, Пяозерский, Терский, Маленгский), *анортозитовая* (Ц. Кольский, Мурманский). Амфиболиты Водлозерского блока с изотопным возрастом > 3.2 (U-Pb) и 3.4 (Sm-Nd) Ga коматиитовой (хондритовой) Al-необедненной серии и близки амфиболитам района Саглек Гренландии [3 и все ссылки там]. Ц.-Карельский, Пяозерский, Терский и Маленгский блоки в пределах так Беломорского подвижного пояса это нерасчлененный комплекс тоналитов–эндербитов с ксенолитами амфиболитов, имеющими *бонинитовый* тренд, сопоставимы с *бонинитовыми* гнейсами Уйвак-1 Лабрадора [11]. Ц.-Кольский и Мурманский блоки составами останцов средних и кислых пород среди мезо-, неогаргейских и палеопротерозойских комплексов подчеркивает присутствие в субстрате первично коровой *анортозитовой* составляющей, которая повлияла на составы всех последующих магматитов [1 и др.] и выявила связь *анортозитовых комплексов* Кольского полуострова с гнейсами Исуа Гренландии. Предполагается следующее строение древней литосферы (с С на Ю): 50–80 км – некоторый останец анортозитовой коры (область развития пироксенитов и вебстеритов); 80–140 км – бонинитовая мантия, обогащенная H₂O, ультраосновным реститом с шпинель-гранатовыми лерцолитами и гарцбургитами [11 и др.]; 140–175 км – “хондритовый” слой – шпинель-гранатовые, гранатовые лерцолиты и гарцбургиты, с глубиной более железистые; 175–180–205 км – деформированные гранатовые лерцолиты (мантия расплавов толеитовой серии, или граница литосферы и астеносферы). Размеры блоков не более 100 км. В совокупности «первичная» блоковая кора Фенноскандинавского щита вместе с Северо-Американскими террейнами была «древнейшим» узнаваемым материком – Нуна (?).

Размеры и форма образованных в мезогархее вышеперечисленных блоков контролируются зеленокаменными поясами (ЗП). Ранее [3 и др.] их палеорекострукция (на 3150–2505 млн лет) была построена авторами на предположении, что на гетерогенной (коматиит (хондрит) – бо-

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН (ФГУП ИГ КарНЦ РАН), Петрозаводск, Россия

нинит – анортозитовой) коре вокруг мелких литосферных плит, значительно увеличившихся к концу архея за счет гранитизации первичной базитовой коры [6 и др.], образовались ЗП в виде единой протяженной системы рифтов. Предполагалось, что ЗП счита переходят друг в друга последовательно: Сумозерско-Кенозерский – Колмозеро-Воронья-Кейвский; Сегозерско-Ведлозерский – Южно-Имандра-Варзугский; Тикшезерско-Парандовский – Суомуссалми-Кухмо – Типасярви-Иломантси; Тулос-Ялонваарский – Гимольско-Костомукшский [3 и др.]. В настоящее время ретроспективный анализ показал, что ЗП представляют собой не протяженные тектонические швы, а разрозненные мелкие структуры – «фракталы», размеры которых обусловлены размерами блоков типа «снежинки Коха» и «торошением».

Особенности мантийной магмы – главной составляющей осадочно-вулканогенной ассоциации ЗП, по данным [1], имеют свои индивидуальности в соответствии с *по температурному режиму*: 1620–1720°C Кольского п-ова, 1580–1650°C – Костомукшской структуры, 1570–1590°C – В. и Ц. Карелии; *по изотопному составу* (ϵNdT) и *мантийному источнику – перидотитам*, соответственно: для Кольского п-ова, С. и З. Карелии (Костомукша) $\approx +2.5 \pm 0.2$ и DM1 (гранатсодержащий мантийный перидотит); для В. Карелии и Ц. Карелии (Совдозеро и Койкары) $\approx +4.2 \pm 0.2$ и DM2 (безгранатовый) и, кроме того, для последней $\approx +1.5 \pm 0.2$ и в целом для Ведлозерско-Сегозерского ЗП – $\approx +0.3$ – EM (PM – безгранатовый «примитивный» + UM «нормальный», недеплементированный гранатсодержащий). В архейской истории счита прослеживается не менее 3-х эпизодов мантийной магматической активности и столько же образования кор выветривания, что предполагает вертикальные циклические колебательные движения.

Планетарный «классический» рифтогенез проявился только в палеопротерозое (2505–1645 млн лет), когда Карельский и Кольский геоблоки, входили в состав Кенорленда, а в астеносфере (или в мантии – ?) поднимался палеопротерозойский сумийский термохимический суперплюм (2.5–2.4 млрд лет) объемом до 1.5 млн. км², следы которого сохранились в Печенгско-Варзугском, Лапландском и Ветреный Пояс и оперяющих их структурах в виде вулканогенных фаций (коматиитовые базальты, «бонинитоподобные» дайки и магнезиальные базальты) и широко известных расслоенных интрузивов С. Финляндии, Карелии и Кольского п-ова [10 и др.]. *Спрединг, по мнению авторов, начался в наиболее нестабильной зоне сопряжения анортозитовой и бонинитовой «кор» по направлению*: Котлас – Ветреный Пояс – Лехта – Имандра-Варзуга – Паанаярви-Куолаярви – Карасйок-Печенга – Шпицберген – Гренландия [8, 11 и др.]. В С. Америке формировались гуронская су-

пергруппа – 2491 ± 5 – 2333 ± 33 млн лет; гуронско-матачеванская серия, Онтарио, Канада – 2491 – 2452 ± 2 млн лет. Суперрифт контролировался внедрением плутонов: 1-я фаза (2505–2485 млн лет): о. Шпицберген → Кольский п-ов (Панские тундры, г. Генеральская, Мончегорский плутон, щелочные граниты Кейв) → Ветренный Пояс (оз.Кожозеро, оз.Кирич); 2-я фаза (2465–2450 млн лет): Кольский п-ов (Колвицкий массив) → Кандалакшская губа → Кереть (Койгерский) → Онежское озеро (Аганозерско-Бураковский) → Ветренный Пояс (г. Голец); 3-я фаза: (2447–2441 млн лет со следами ледника [12]: – Кольский п-ов (Имандровский) → С.Карелия, Финляндия (Кивакка – Луккулайсваара – Ципринга – Койтелайнен – Пеникат и др.) → Лехтинская структура → Ветренный Пояс (г. Голец); 4-я фаза (2435–2410 млн лет): – Норвегия (Карасйок) → Кольский п-ов (имандриты) → С.Карелия (Койллисмаа, п-ов Толстик) → Финляндия (кварцевые порфиры Куусамо) → Лехтинская структура → Белое море (Кийостровский-?) → Ветренный Пояс (г.Б.Левгора); 5-я фаза (2360–2320 млн лет): Печенгская структура (ахмалахтинская свита) → Белое море (Жемчужный) → Онежское озеро (Авдеевская, Дедовская и др. интрузивы). По ЮЗ побережью Белого моря широко развиты мелкие интрузивы норитов, габбро-норитов и габбро – «корнями» подвulkanных структур Имандра-Варзуга и Южнопеченгской, которые в дорифейское время располагались на месте Беломорья. Колвицко-Лапландская зона эксгумирована и имеет форму пластины, представляя собой поверхность скольжения Печенгского сегмента к СВ от структур Карасйок и Куоляярви. Относительно главного тренда суперрифта на Карельском кратоне установлены перпендикулярные ему «трансформные» разломы, контролируемые расслоенными плутонами в виде «странных аттракторов» под центральными частями архейских блоков (Бураковский, Кивакка и др.).

Особое место занимают Шомбозерская и Лехтинская структуры, имеющие нехарактерные для остальных структур формы, очертания и строение [5, 6]. Возможно, они сформировались в два (?) этапа за счет сокращения ширины палеорифта при его растяжении, а также его разрыва и смещения образовавшихся блоков по касательной на ЮВ – Карельский и на СЗ – Мурманский [5, 6]. Форма структур необычна, но близка по размерам и форме аналогичным в Афарском рифте [9].

Смена состава в сегментах единой внутриконтинентальной структуры подчеркивает неоднородность фундамента, а скорость формирования и «продвижения» Евро-Американского суперрифта по сравнению с передвижением тектонической зоны над горячей точкой Гавайских

вулканов (или наоборот, смещения горячей точки с СЗ на ЮВ) за относительно короткий период на порядок медленнее [2].

Литература

1. *Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С.* Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Геохимия магматических пород. Тр. XXI Всероссийского семинара по геохимии магматических пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. С. 45–46.
2. *Дубинин Е.П., Кохан А.В.* Особенности проявления ультрамедленного спрединга при формировании и развитии спрединговых систем // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Вып. 29. С. 64–77.
3. История Земли в галактических и солнечных циклах / Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.
4. *Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В., Зудин А.И.* Ветреный пояс – главный сумийский (палеопротерозойский) рифт ЮВ Фенноскандии // Геохимия магматических пород. Тр. XXI Всероссийского семинара по геохимии магматических пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. С. 91–93.
5. *Мысцова Т.А., Иванов Н.М., Корсакова М.А., Милькевич Р.И., Львов П.А., Богомолов Е.С., Гусева В.Ф.* Геохимическая и геохронологическая корреляция кислых вулканитов и гранитоидов палеопротерозоя в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 17. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. С. 36–53.
6. *Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Новый подход к истории развития структур раннего протерозоя Карельского геоблока и их металлогении // Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 11–13 ноября 2009 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 260–264.
7. *Ходоревская Л.И.* Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 41 с.
8. *Chashchin V.V., Mitrofanov F.P.* The Paleoproterozoic ImandraVarzuga rifting structure (KolaPeninsula): intrusive magmatism and minerageny // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. N 5 (1). P.231–256. doi:10.5800/GT2014510126. 170.
9. *Corti G.* Continental rift evolution: from rift initiation to incipient breakup in the Main Ethiopian Rift, East Africa // Earth Science Reviews. 2009. V. 96. P. 1–53. DOI10.1016/j.earscirev.2009.06.005
10. *Kulikov V.S., Bychkovab Ya.V., Kulikovaa V.V., R.Ernst.* The Sumian Large Igneous Province, Karelian craton Precambrian Research Manuscript Number: PRECAM2725.

11. *Shchipansky A.A.* Boninites through time and space: petrogenesis and geodynamic Settings // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. N7 (2). P. 143–172. doi:10.5800/GT-2016-7-2-0202.

12. *Zakharov D.O., Bindeman I.N., Slabunov A.I., Ovtcharova M., Coble M.A., Serebryakov N.S., Schaltegger U.* Dating the Paleoproterozoic snowball Earth glaciations using contemporaneous subglacial hydrothermal systems // *Geology*. 2017. V. 45. N. 7. P. 667–670. doi:10.1130/G38759.1

В.В. Куликова, В.С. Куликов¹

Геологическая Кенозерская кольцевая «космическая» структура на границе Фенноскандии и Русской равнины и ее тектонические особенности

Непосредственно на стыке природных географических стран Фенноскандии и Русской Равнины в пределах геологической Восточно-Европейской платформы (ВЕП) располагается Кенозерский национальный парк (КНП), который изучался авторами в течение нескольких лет на предмет возможных новых открытий в географическом, геологическом и историко-культурном плане [5–7]. При анализе известных [2, 4] геологических и геофизических материалов авторами на спутниковых картах Google Earth к ЮВ от КНП были обнаружены необычные тектонические кольцевые «космические» структуры, названные Кенозерской (ГКККС), Няндомской (НКС), Лачской (ЛКС) [7 и др.] (рисунок, 1–3).

Наиболее перспективной для комплексного изучения представляется ГКККС (рисунок, 4). Ее СЗ контуры прослеживаются общей дугообразной формой и ленточными очертаниями заливов и проливов оз. Кенозера (глубина до 120 м), а от ЮЗ его оконечности вдоль долины р. Порженка на Ю и ЮВ к оз. Лекшмозеро (глубина до 30 м) и далее к оз. Лача (максимальная глубина 5 м). Северный отрезок дуги «кольца» подчеркивается долиной р. Кена, а южный – краем «Каргопольской Суши» (сплошные выходы на поверхность коренных закарстованных толщ доломитов, известняков, мергелей касимовского и гжельского ярусов карбона. Восточная дуга менее выразительна, но намечается заболоченными долинами рек Б. Поржа и Волошка. Современные ланд-

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН (ФГУП ИГ КарНЦ РАН), г. Петрозаводск, Россия

шафты структуры сформированы длительной геологической историей, в том числе современной неотектоникой региона. «Каргопольская Суша», располагаясь на Каргопольской равнине, общая высота которой около 100–120 м над уровнем океана, проявляется от р. Онеги к озерам Кенозеру и Лекшмозеру сначала небольшими холмами с пологими склонами, а затем они образуют холмистую полосу – Кенозерскую возвышенность (гряды) [10] высотой до 180–200 м над уровнем моря. От западного берега оз. Лекшмозеро она без перерывов протягивается к восточному побережью оз. Кенозеро (рисунок, 5).

В тектоническом плане одним из уникальных фрагментов ГКККС является непосредственно территория КНП – центрального с позиции природного (географического, геофизического, геологического, гидро-геологического, биологического) и цивилизационного наследия за счет местоположения и особых ландшафтов. Это касается общей формы и его особой изогнутости, а также береговой линии оз. Кенозера. – базового объекта парка. Основой для комплексного анализа обширной прилегающей к КНП с ЮВ территории и составляющей с ним единое целое является геологическое строение [2 и др.], а также специфическое тепловое поле [4], где контуры ГКККС контролируются максимальными значениями, или гравитационного, характеризующегося в центральной части структуры минимумом значений силы тяжести [2]. В геологическом строении ГКККС с учетом территории КНП принимают участие докембрийские (от палео- до неоархея, палеопротерозоя, ранее описанные авторами, и венда), фанерозойские (девонские, карбоновые, частично, пермские) и четвертичные комплексы.

Докембрий. Венд [9, 11]. По Д.В. Гражданкину [3], здесь развиты верхневендские отложения агминской (редкинский горизонт) (580–557 млн лет), солзенской и зимнегорской (беломорский горизонт) (557–550 млн лет), а также ергинской свит (котлинский горизонт) (535±1 или 542 млн лет) секвенции.

Фанерозой [2] в пределах ГКККС залегает на докембрийском архейском метаморфическом комплексе, а также вендских образованиях верхнего докембрия. Девонская система представлена франским ярусом, мощностью до 300 м. Магматизм этого периода здесь пока не выявлен, но на Зимнем берегу он проявлен в виде кимберлитов с возрастом 374±1.3 млн лет [8], а на ЮЗ Мурманской обл. и СВ Финляндии известны щелочно-ультраосновные массивы Вуориярви, Салланлатва и др., с возрастом 383±7–375±7 млн лет [1]. Карбоновые отложения являются главным геологическим объектом при исследовании общей инфраструктуры и с четвертичными ледниковыми образованиями создают особенные ландшафтные контуры ГКККС (рисунок, 1–5). Здесь извест-

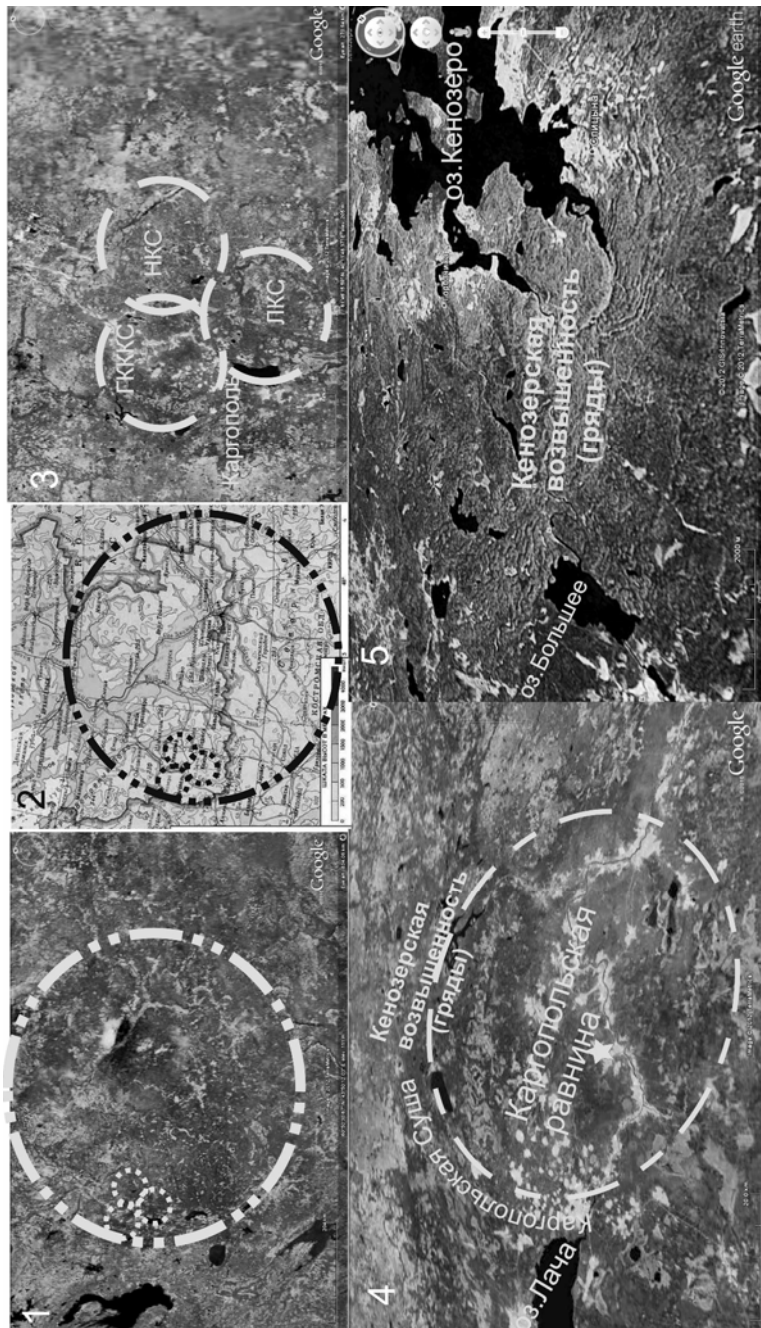


Рисунок. Кольцевые структуры ЮЗ части Архангельской обл.

1 – вид кольцеобразных структур 2-го порядка в региональной структуре 1-го порядка со спутника в системе Google Earth; 2 – то же на географической карте; 3 – локальные кольцевые структуры: ГКККС – геологическая Кенозерская кольцевая «космическая», НГС – Няндомская, ЛГС – Лачская; 4 – Каргопольская равнина, «Каргопольская Суша» и Кенозерская возвышенность (гряды) в ГКККС, звездочка – местоположение поселения Ошевенский Погост; 5 – ландшафты Кенозерской возвышенности (гряд) в межозерье Большое – Кенозеро

ны три отдела (~ 220 м), залегающие трансгрессивно на размытой поверхности древних разновозрастных отложений. Нижний (~100 м) включает бокситы Северо-Онежского бокситового района (СОБР), средний (~100 м) – песчаники, алевролиты, органогенные известняки, верхний – пестроцветные известняки и доломиты. Породы размываются грунтовыми и поверхностными водами и подвергаются карстообразованию (закрытый, или восточно-европейский тип карста) [10 и др.] в виде разнообразных западинных (отрицательных) форм рельефа, в исчезновении и выходе на поверхность многочисленных ручьев и рек, в изменении их режима, в формировании сухолюбивых фитоценозов и т.п. Пермские образования на территории ГКККС известны только в ее юго-восточной части и характеризуют западную окраину обширного пермского поля ВЕП. Они представлены нижним отделом в составе ассельского (доломитизированные, огипсованные органо-обломочные, реже хемогенные известняки и окремненные доломиты и сакмарского (внизу доломитами с прослоями ангидритов и гипсов (местами встречаются прослои конгломератов, песчаников и глин), а вверху – переслаиванием ангидритов, гипсов, огипсованных доломитов и каменной соли).

Палеореконструкция для ГКККС со значительными допущениями может выглядеть следующим образом. В предрифейский период ВЕП претерпела сжатие, в результате которого сформировался Московский авлакоген с поднятием Фенноскандинавского щита и формированием Кандалакшского палеорифта. К началу венда территория ЮВ Фенноскандии представляла собой мелководье, где выделялись как острова древние потухшие вулканы хребта Ветреного Пояса, а также сложенные метаморфическими сильно измененными породами небольшие возвышенности в виде невысокой слабоволнистой местности. Вопрос о следах лапландского оледенения здесь пока остается открытым. С отступлением древнего карбонового моря, вероятно, вдоль Фенноскандинавского материка в пермское время происходило обмеление и закрытие прибрежных водоемов. Остаются дискуссионными вопросы о причинах «закольцовывания» сохранившихся осадочных толщ и сохранение кольцевых структур, определяемых на космических снимках до

настоящего времени. Выделенная и описанная авторами ГККС представляет собой уникальный комплексный объект международного значения, но научное обоснование она может получить исключительно при дальнейших исследованиях.

Литература

1. Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. и др. Каталог геохронологических данных по СВ части Балтийского щита. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 53 с.
2. Государственная геологическая карта дочетвертичных образований (м-б 1: 1000 000. Лист Р-(35)-37 (Петрозаводск), МПР РФ (Богданов и др., 2000),
3. Гражданкин Д.В. Хроностратиграфия верхнего венда (на примере разрезов северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западного склона Среднего Урала). Автореф. Докт. дисс. Новосибирск: ИНГ и ГИМ. А.А. Трофимука СО РАН, 2011. 33 с.
4. Карта некоррелированного конвективного теплового потока Северо-Запада России. Масштаб 1:1 000 000. Листы Q37-Q38 (Архангельск). СПб НИИЦЭБ РАН, 2000.
5. Куликова В.В. Исторические культовые памятники на территории Карело-Кольского региона и Кенозерского национального парка как отражение влияния циклической активности солнца на восприятие человеком окружающей его природы // Кенозерские чтения – 2013. Сб. материалов VI МНПК; ФГБУ «НП "Кенозерский"». Архангельск: ООО «Типография № 2», 2015. С. 178–183 и 318–322.
6. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Мелютин М.Н. Территория Кенозерского национального парка – перспективный уникальный геологический объект для экологического менеджмента // Окружающая среда и менеджмент природных ресурсов. Тез. III межд. конф. 6–8.11.12. Тюмень: ТГУ, 2012. С. 122–124.
7. Куликова В.В., Куликов В.С. Некоторые геометрические особенности геологических структур юго-востока Фенноскандинавского щита на примере палеоархейского (?) Водлозерского блока // Труды XIV Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения акад. АН СССР А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова. Апатиты: ГИ КНЦ РАН (14). 2017. С. 132–136.
8. Лебедева Н.М., Ларионова Ю.О., Сафонова Л.В. Rb-Sr изотопный возраст флогопитов из кимберлитовых трубок им. В. Гриба и Карпинского – I // IV научная молодежная школа «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2014. С. 190–192.
9. Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 21–31.
10. Чернихова Е.Я. Каргопольская Суша: Поверхность бассейна верховьев р. Онеги и ее происхождение // <http://geo.1september.ru/articles/2008/22/06>
11. Якобсон К.Э. Проблемы венда Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С. 109–116.

Типизация и деформационные условия формирования кайнозойских структурно-морфологических ансамблей Тянь-Шаня

Описание и анализ альпийских деформационных структур по материалам полевых работ в Атбашинской, Нарынской, Чуйской, Кочкорской, Иссык-Кульской и Алайской впадинах Тянь-Шаня и их горного окружения, позволил выделить несколько структурных ансамблей, составляющих общий тектонический парагенез позднеальпийского этапа (см. таблицу).

Межгорные и внутригорные впадины, антиклинорные выступы палеозойско-докембрийских пород и наиболее протяженные линейные зоны концентрации новейших деформаций (ЗКД) относятся к структурам регионального уровня (RE), отражающего делимость и деформации корово-литосферного слоя. Основные смещения обеспечивались за счет пластических деформаций пород фундамента [2], локализованным вдоль плоскостных крутых или наклонных зон, разделяющих впадины и антиклинории. Малоамплитудные взбросы и сдвиги на склонах антиклинориев как правило, закономерно выполаживаются в направлении впадин, образуя структуру «пальмового дерева». Структуры такого типа широко распространены и описаны во многих межгорных и предгорных осадочных бассейнах и обычно связываются с «расщеплением» вблизи поверхности крупных надвигов и сдвигов корового или литосферного ранга.

Парагенезы складчатых и разломных структур мега- и макроуровней, принципиально сходны во многих изученных нами впадинах (рисунок) и в пределах выступов фундамента, сложенного преимущественно палеозойскими гранитами. Линейные флексурно-разломные зоны деструкции фундамента мегауровня (MG1), определяют его делимость в антиклинориях и ответственны за рельеф ложа впадин. Эти структуры выявляются разнообразными геофизическими методами и видны на обзорных дистанционных снимках.

К этому же рангу структур (MG2) относятся системы бескорневых складчато-надвиговых деформаций в осадочном кайнозойском чехле. Надвиги маркируют фронтальный рамповый перелом протяженных полойных детачментов в осадочном чехле, возникших в процессе пере-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

Таблица. Разноранговые структурные ансамбли Тянь-Шаня

Масштаб, типичный размер	нд.	Комплекс пород, глубинность	Структурные ансамбли	Характерные черты, выраженность
1	2	3	4	5
Региональный уровень (50–500 км)	RE	Земная кора, литосфера	Межгорные впадины, антиклинории, региональные линейные ЗКД.	Единый ансамбль выраженных в рельефе структур с характерным линзовиднопетельчатым в плане рисунком, преимущественно широтным простиранием и строением «пальмового дерева» линейных зон в разрезе.
Мегауровень (5–50 км)	MG1	Верхняя кора, докембрийско-палеозойский фундамент	Поднятия и прогибы внутри антиклинорий и впадин, тектонические зоны на их границах (ЗКД мегауровня) – разломы, флексуры.	Система крутопадающих и наклонных плоскостных ЗКД сдвигового типа (сдвигов, взбросов, флексур), по которым смещаются крупные блоки палеозойского фундамента, с вышележащим чехлом (во впадинах).
	MG2	Мезозойско-кайнозойский осадочный чехол	Крупные detachments и связанные с ними системы покровно-надвигово-сладчатых дислокаций, зоны деформаций в чехле над разломами ложа впадин.	Протяженные зоны интенсивных, преимущественно бескорневых складчатонадвиговых деформаций, развитых в кайнозойских породах чехла. Как правило, располагаются во фронте взбросовых (MG1) структур в крутых бортах межгорных впадин.
Макроуровень (0,1–5 км)	MA1	Породы фундамента с преобладанием гранитоидов	Деформированные блоки, купольные и протрузивные структуры и их тектонические ограничения	Обособленные структурно массивы пород с индивидуальным характером или ориентировкой мезоструктур. Наблюдаются признаки деформаций, течения и относительного перемещения массивов дезинтегрированных пород гранитного ряда.

1	2	3	4	5
Макроуровень (0,1–5 км)	MA2	Мезозойско-кайнозойский осадочный чехол	Главные разломы и крупные складки, внутри деформационных зон MG2	Надвиги фронтальных частей крупных detachментов (MG2) и разнообразные складки, ограниченные снизу послыжными или секущими надвигами и detachментами. Крутопадающие и наклонные разломы (сбросы, сдвиги), поперечные главным надвигам и структуры типа «пальмового дерева» над живыми разломами нижележащего фундамента.
	MZ1	Гранитоиды и другие породы фундамента	Системы трещиноватости и другие структуры объемной дезинтеграции	Отражают различную степень дезинтеграции пород и проявления реидных деформаций. Для гранитоидов характерен ряд постепенных преобразований пород с уменьшением размерности дробления и проявлением признаков течения гранулированных масс
Мезоуровень (0,5–50 м)	MZ2	Пачки и слоистые мезозойско-кайнозойского чехла	Внутрипластовые и дисгармоничные складки, зоны будинажа, трещины и разрывы	Морфологическое разнообразие определяется локальными условиями деформации и реологическими характеристиками пород. В наиболее пластичных слоях – складки нагнетания и диапировые структуры.
	MI1	Гранитоиды, мрамора	Структурно-петрологические преобразования пород	Ряд постепенных структурных преобразований на микроуровне от трещиноватой породы до микробрекчий и полностью перекристаллизованной породы. Объемное течение реализуется за счет рассредоточенных хрупких смещений, процессов рекристаллизации или пластичных деформаций минеральных зерен.
Микроуровень (0,01–5 мм)	MI2	Гипсы, соли	Пластические деформации в жилах селенита и соли	Внутрипластовые структуры пластичных деформаций и перекристаллизации.

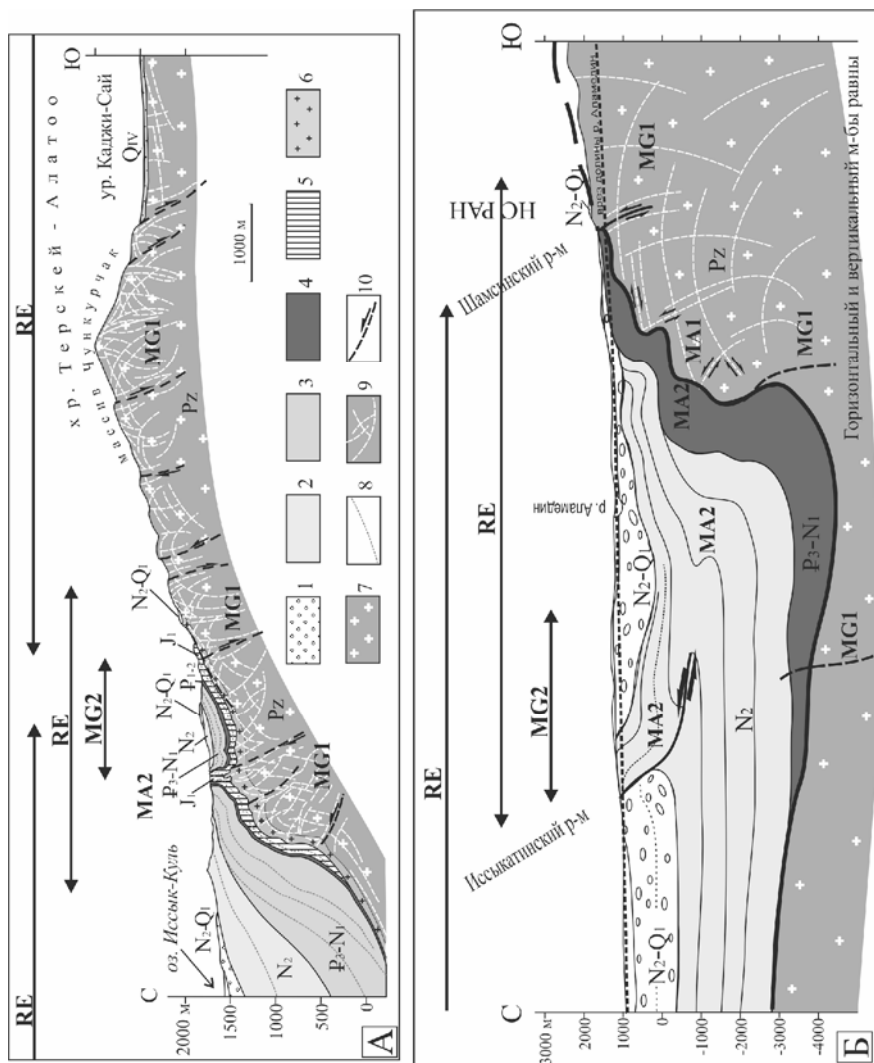


Рисунок. Поперечные разрезы через южный борт внутригорных впадин: А) Иссыккульской впадины; Б) Чуйской впадины. 1 – валунники шарпылдагской серии (N_2-Q_1); 2 – терригенные «палевые» отложения (N_2); 3 – суглинки и древесно-галечные красноцветные отложения киргизской свиты ($P_{2-3}-N_1$); 4 – глинисто-карбонатные отложения котурпаксой серии (P_{1-27} ктр); 5 – кварцевые конгломераты, аргиллиты, глины, линзы угля нижней юры (J_1); 6 – кора выветривания; 7 – гранитный фундамент (Pz); 8 – горизонты; 9 – трещиноватость гранитов; 10 – деструктивные зоны в фундаменте; индексы MGA, RE, MA соответствуют структурам разных масштабных уровней (см. таблицу)

распределения масс пород фундамента в крутом борту впадин в обстановке преобладающего горизонтального сжатия в приповерхностном области. В подобной кинематической обстановке возникают также линейные зоны деформаций в чехле (с грядово-куэстовым рельефом) над амплитудными ступенями фундамента в центральных частях впадин.

Структуры мегауровня осложнены разломами со смещениями до нескольких сотен метров, разнообразными складками в чехле. В фундаменте они проявляются в виде складок и флексур кровли, не нарушающих первичные стратиграфические контакты, или протрузий, прорывающих отложения вышележащего кайнозойского чехла. Разломы, складки чехла и пластичные деформации фундамента составляют альянс структур макроуровня (МА1 и МА2). Исследования трещиноватости в обнажениях (МЗ1) и микроструктур (М11) палеозойских гранитов [1], преобладающих в фундаменте, показало, что ведущим механизмом деформации гранитов являлось катакластическое течение, предопределенное многоуровневой дезинтеграцией пород. Совершенно иной стиль деформаций устанавливается в процессе детального картирования и описания обнажений внутри областей распространения осадочных пород чехла. Преобладающие в осадочных толщах складки, а также локализованные амплитудные смещения по разломам (МА2) свидетельствуют об относительной жесткости чехла в целом. Высокопластичные деформации наблюдаются внутри слоев, реже – крупных пачек пород пониженной вязкости и выражаются специфическими структурами нагнетания, хаотической складчатости и будинажа компетентных прослоев. Такие структуры дополняют альянс МА2 или могут наблюдаться в штупах или шлифах пород.

Продемонстрированы подходы и методы для описания разноранговых структурно-морфологических ансамблей Тянь-Шаньского сегмента Евразийского подвижного пояса, произведена их типизация и определены критерии выделения.

Работа выполнена в соответствии с планами и при финансовой поддержке Гранта РФФИ № 16-05-00357а и госзадания 0135-2016-0012.

Литература

1. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К.* Постмагматическая тектоника гранитов и морфоструктура Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016. № 6. С. 5–32.
2. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет // Геотектоника. 2017. № 3. С. 31–50.

Особенности постседиментационных преобразований нижне- и среднеюрских терригенных пород в долине р. Ардон (северный склон Большого Кавказа, Северная Осетия)

Данная работа является частью комплексных исследований, проводимых в течение нескольких последних лет, включающих сравнение различных структурно-текстурных, минеральных, изотопных и других характеристик пород ниже-среднеюрского терригенного комплекса в различных структурно-фациальных зонах Северного Кавказа [2–4, 6].

Породы ниже-среднеюрского терригенного комплекса в долине р. Ардон находятся в пределах Дигоро-Осетинской структурно-фациальной зоне (СФЗ, [7]) и приурочены к двум полям распространения – северному (в среднем течении р. Ардон, от пос. Бурон до пос. Нижний Унал, где находится балка Ксурт и правый приток Архондон) и южному (верхнее течение, район пос. Зарамаг, притоки Айдарком и Мамихдон). Микроскопически было изучено около 220 образцов пород, относящихся к северному и южному полям распространения ниже- и среднеюрских терригенных пород.

Степень постседиментационных изменений пород садонской (J_{1s-p_1}), мизурской (J_{1p_2}) и ардонской (J_{1t-J_2a}) свит, выделяемых в долине р. Ардон [9], сильно отличается в северной и южной частях долины. В первую очередь при изучении шлифов обращают на себя внимание деформационные микротекстуры пород. Породы, слагающие северное поле выходов, в целом деформированы в меньшей степени. В некоторых образцах наблюдается межзерновой или агрегатный кливаж, кливажные зоны редкие и непротяженные, ветвистые, величина деформации укорочения, определенная по интенсивности развития межзернового кливажа [2], не превышает 5–10 %. В шлифах отмечаются признаки доскладчатого образования кливажа, на стадии продольного укорочения [5, 8]: пучки кливажа, преломление кливажных зон на границах микрослойков. Иногда вдоль зачаточных кливажных зон можно наблюдать черные полосы, связанные, вероятно, с миграцией битумов из углистых аргиллитов в песчаники [1]. Часто встречаются каймы нарастания в тенях давления крупных зерен и минеральные жилы разного состава. В породах не наблюдается сокливажного структурного парагенеза, обычного для деформированных ниже-среднеюрских пород и отме-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² МГУ им. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

чаемого нами в других исследованных разрезах [4, 6]. Присутствие хорошо развитых микротекстур, сформировавшихся в условиях растяжения, и при этом практически полное отсутствие микротекстур – индикаторов условий сжатия, может свидетельствовать о том, что деформация пород проходила с увеличением общего объема блоков (с положительным объемным эффектом, $\Delta V > 0$).

Межзерновой кливаж в породах, слагающих южное поле выходов нижне-среднеюрских терригенных пород в долине р. Ардон, наблюдается значительно чаще. Величина деформации укорочения, определенная по степени развития кливажа, составляет не менее 15 %, обычно 20–25%. Кливаж зональный, иногда развит в отдельных слоях, часто встречаются кливажные швы и начальные стадии развития кливажных муллионов. В других исследованных разрезах (долина рр. Белая, Чанты-Аргун) кливажные муллионы отмечались в наиболее сильно деформированных породах, слагающих части геологических профилей, близких к осевой зоне Большого Кавказа [4].

Во многих образцах наблюдается кливаж пльчатости – кливажные зоны развиты по более ранней сланцеватой текстуре.

Сланцеватость – самая распространенная микротекстура, наблюдаемая в изученных породах из южной части долины р. Ардон. В первоначально существенно глинистых породах новообразованная сланцеватость располагается как параллельно слоистости, так и пересекает ее. Два направления сланцеватости, наблюдаемые в некоторых образцах совместно, могут быть связаны как с литостатическим давлением и преобразованием пород на стадии метазенеза, так и со стрессовым тектоническим давлением.

В отличие от пород, слагающих северное поле выходов, в породах из южного поля выходов в меньшей степени наблюдаются микротекстуры, образовавшиеся в условиях локального растяжения. Кливажные швы и муллионы, кливаж пльчатости свидетельствуют о преобладающих напряжениях сжатия, сокливажный структурный парагенез с каймами (бородами) нарастания отмечается редко. Кливажные муллионы и разделяющие их пучки кливажа сформировались из редких кливажных зон уже во время смятия слоев в складки [5], и показывают более высокую степень деформации пород по сравнению с породами из северной части профиля, вероятно, связанную с неоднократными импульсами стрессовых давлений. Можно отметить, что деформация пород в этой части профиля в целом протекала с уменьшением объема, ($\Delta V < 0$, объемный эффект деформации отрицательный).

Степень развития деформационных текстур в исследованных породах находится в прямой зависимости с минеральным составом глини-

стой фракции, степенью кристалличности и политипной модификацией слюдистых минералов, содержанием в них разбухающих межслоев и отражательной способностью витринита [1]. Так, ранее было показано [1], что в разрезах Дигоро-Осетинской СФЗ (в нижней части разрезов на севере и во всем объеме на юге) глинистая фракция представлена гидрослюдой и хлоритом, и не содержит каолинита. Такой состав связан с интенсивными постдиагенетическими преобразованиями, при которых каолинит замещается новообразованными гидрослюдой и хлоритом [6]. В нижних горизонтах ниже-среднеюрской терригенной толщи (северное поле выходов, балка Ксурт) изменяются такие характеристики пород как отражательная способность витринита, степень кристалличности слюд, явно возрастает сцементированность песчаников в основании мизурской свиты. Степень кристалличности слюдистых минералов, достаточно высокая в основании разреза (ИК ~ 0.3), к верхам его уменьшается (ИК $\sim 0.6-0.7$). Изменения в составе и свойствах глинистых минералов по разрезу связаны с тем, что в северном поле выходов нижние горизонты подверглись более интенсивным постдиагенетическим преобразованиям по сравнению с верхними. В южной части вся толща ниже-среднеюрских пород подверглась значительным постседиментационным преобразованиям – это подтверждается составом глинистой фракции, не содержащей каолинита, политипными модификациями и значениями индекса кристалличности слюдистых минералов (ИК ~ 0.25) [1].

В целом можно заметить, что воздействие вторичных преобразований в породах на площади выражено неравномерно, в отличие от соседнего профиля вдоль р. Терек, где наблюдается постепенное нарастание величины деформации пород (от недеформированных в северной части к сильно деформированным на юге) и постепенная смена ассоциаций глинистых минералов [2].

Более сильным изменениям подверглись породы из южного поля распространения ниже-среднеюрских терригенных пород, при этом деформация достигла стадии смятия слоев в складки и проходила с общим уменьшением объема. Состав и свойства глинистой фракции изменены во все толще породы, что связывается с интенсивными постседиментационными преобразованиями, обусловленными неоднократными импульсами стрессовых давлений. В северной части, близкой к моноклинали северного склона, отмечается блоковое строение, в породах наблюдаются редкие кливажные зоны, образовавшиеся на стадии продольного укорочения, деформация происходила в целом с общим увеличением объема. При этом вторичные преобразования проявились неравномерно: в одних породах отмечается неизменная первоначальная

минеральная ассоциация глинистых пород, а в других – сильные изменения минерального состава.

Литература

1. *Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа. М.: ГЕОС, 2005. 302 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 555).
2. *Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г.* Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район реки Терек) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 58–77.
3. *Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Герцев Д.О.* К-Аг система, литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики юрского терригенного комплекса Северо-Восточного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 6. С. 543–561.
4. *Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Гуцин А.И., Соколова А.Л.* Минералогические, изотопные (К-Аг) и структурно-текстурные характеристики юрского терригенного комплекса в разных палеотектонических обстановках (Большой Кавказ, Чечня - Грузия) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2016. № 1. С. 27–40.
5. *Кирмасов А.Б.* Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 367 с.
6. *Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О.* Тектурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северно-Западного Кавказа (разрез по р. Белая) // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 3. С. 286–297.
7. *Панов Д.И., Гуцин А.И.* Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижнесреднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.
8. *Талицкий В.Г.* О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1989. № 4. С. 3–14.
9. Юра Кавказа / Отв. редактор К.О. Ростовцев. СПб.: Наука, 1992. 192 с.

**Мезозойские офиолиты бассейна р. Матачингай
(восточная Чукотка):
геодинамическая интерпретация данных петрологии
и изотопной геохимии, региональные корреляции**

Ультрабазит-базитовый комплекс бассейна р. Матачингай – один из немногих выходов офиолитов на восточной Чукотке. Он приурочен к зоне развития мезозойских [2] и рассматривается как один из маркеров южного положения границы Чукотской (Новосибирско-Чукотской) складчатой области (Чукотского микроконтинента, являющегося частью микроплиты Арктической Аляски – Чукотки) [16].

Комплекс включает несколько ограниченных крутопадающими разломами блоков, приуроченных к зоне региональных разрывных нарушений северо-западного простирания [2] и локально перекрытых с угловым несогласием отложениями альба–кампана [1] Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и конгломератами молассового комплекса нижнего мела [5]. Блоки выполнены породами разного модального состава, а именно а) сильно серпентинизированными шпинелевыми гарцбургитами с редкими телами дунитов и жилами пироксенитов, оливиновых габбро и лейкократовых габбро, б) роговообманковыми габбро и их метаморфизованными аналогами, диоритами и плагиогранитами, в) песчаниками-гравелитами с прослоями спилитизированных пород, г) базальтами с прослоями кремней, д) кремнисто-карбонатными отложениями верхней юры – нижнего мела. Наименее метаморфизованные шпинелевые гарцбургиты с первичными структурами и реликтами первичных минералов составляют центральные части блоков; во внешних частях блоков ультрамафиты локально замещены тальк-магнезитовыми и кварц-магнезитовыми породами, в которых сохраняются реликты первичных бурых хромшпинелидов. Возраст комплекса услов-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³ Nuclear Regulation Authority, Tokyo, Japan

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

⁵ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁶ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Центр изотопных исследований, Санкт-Петербург, Россия

но принимается как раннемеловой (глинистые известняки кремнисто-карбонатных толщ содержат горизонты ауцелловых ракушечников валланжина, а в молассе нижнего мела установлена галька гипербазитов, базальтов и кремней) [5].

Проведенные впервые исследования вещественного состава пород позволили сделать следующие выводы:

1. Шпинелевые гарцбургиты с телами дунитов и жилами пироксенитов –оливиновых габбро, роговообманковые габбро и базальты, слагающие разные тектонические блоки, обнаруживают черты составов минералов, параметры становления пород (температуры закрытия обменных реакций в минералах, фугитивность кислорода и давление кристаллизации пород), характеристики валовой геохимии и изотопного состава стронция, неодима и свинца, указывающие на их формирование в обстановке задугового спрединга.

2. Геохимия и изотопный состав стронция, неодима и свинца пород свидетельствуют о плавлении источников мантии разного состава: 1) для роговообманкового габбро – деплетированного источника мантии DMM (Depleted MORB Mantle), переработанного флюидами надсубдукционного происхождения, 2) для жильного оливинового габбро и базальта – источника DMM-EM I (Enriched Mantle I), обогащение которого обычно связывают с рециклингом субдущированных пелагических осадков, нижней континентальной коры и перидотитов мантийного клина [12 и ссылки в этой работе], и реже с деляминацией субконтинентальной литосферной мантии [11]. Остаточные расплавы в реститовых шпинелевых гарцбургитах и захваченный расплав в дунитах являются геохимически обогащенными наиболее несовместимыми крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами, а высокохромистая шпинель в дунитах типична для бонинитов. При этом составы базальтов и роговообманковых габбро могут быть интерпретированы как отражающие составы совокупных расплавов, а составы остаточных расплавов гарцбургитов и захваченных расплавов в дунитах – как парциальные.

3. Тектонические блоки комплекса, сложенные породами разного модального состава и генезиса (реститовыми шпинелевыми гарцбургитами с жилами кумулятивных пироксенитов – оливиновых габбро и телами дунитов, роговообманковыми габбро и базальтами), по-видимому, являются реликтами пространственно разобщенных участков литосферы задугового бассейна, а не представляют собой разные уровни единого дезинтегрированного офиолитового разреза.

4. Офиолиты бассейна р. Матачингай могли быть фрагментами литосферы одного из задуговых бассейнов средней–поздней юры – ранне-

го мела, реликты которых сохранились в композитных офиолитовых террейнах острова Большой Ляховский Новосибирского архипелага [4, 6], Южно-Анхойской зоны западной Чукотки [3, 7, 8, 15] и хребта Брукса на Аляске [9, 10, 13, 14, 17], маркирующих в современной геологической структуре южную границу микроплиты Арктической Аляски – Чукотки.

Работа выполнена при поддержке инициативного гранта РФФИ № 15-05-04543 (исследования составов минералов и валовой геохимии пород) и гранта РНФ № 16-17-10251 (изучение изотопного состава стронция, неодима и свинца в породах), полевые исследования проводились при поддержке совместного российско-японского гранта РФФИ-JSPS 09-05-92103_ЯФ.

Литература

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканического пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Мезозойский эвгеосинклинальный комплекс Чукотского полуострова // Геотектоника. 1978. № 6. С. 101–109.
3. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Вещественный состав и геодинамические условия формирования интрузивных пород Громадненско-Вургувеемского перидотит-габбрового массива, Западная Чукотка // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 606–626.
4. Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.
5. Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканогенных поясов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 885–888.
6. Кузьмичев А.Б., Склярёв Е.В., Бараиш И.Г. Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) – фрагменты литосферы южно-анхойского палеоокеана // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1367–1381.
7. Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громадненско-Вургувеемского габброноритового массива (Южно-Анхойская зона). Магадан: Книжное издательство СВКНИИ РАН, 1991. 47 с.
8. Лычагин П.П. Алучинский массив и проблемы офиолитовых ультрабазитов и габбро в мезозоидах СВ СССР // Тихоокеанская геология. 1985. № 5. С. 33–41.

9. *Harris R.A.* Geochemistry and tectonomagmatic origin of the Misheguk massif, Brooks Range ophiolitic belt, Alaska // *Lithos*. 1995. V. 35. P. 1–25.
10. *Himmelberg R.A., Loney G.R.* The Kanuti ophiolite, Alaska // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 94. N B11. P. 15869–15900.
11. *Hoernle K., Hauff F., Werner R., van den Bogaard P., Gibbons A.D., Conrad S., Muller R.D.* Origin of Indian Ocean Seamount Province by shallow recycling of continental lithosphere // *Nat. Geosci.* 2011. V. 4. P. 883–887.
12. *Kimura J.-I., Gill J.B., Skora S., van Keken P.E., Kawabata H.* Origin of geochemical mantle components: Role of subduction filter // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. P. 3289–3325.
13. *Moore T.E., Aleinikoff J.N., Wirth K.R.* Middle Jurassic U-Pb ages for Brooks Range ophiolites // *EOS AGU Fall meeting abstracts*. 1998. V. 79. P. 807–808.
14. *Pallister J.S., Budahn J.R., Murchey B.L.* Pillow basalts of the Angayucham terrane: Oceanic plateau and island arc crust accreted to Brooks Range // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. N B11. P. 15901–15923.
15. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W.* Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. V. 4. P. 273–288.
16. *Sokolov S.D., Ledneva G.V., Tuchkova M.I., Luchitskaya M.V., Ganelin A.V., Verzhbitsky V.E.* Chukchi Arctic continental margins: tectonic evolution, link to the opening of the Amerasia Basin / *Stone D.B., Grikurov G.E., Clough J.G., Oakey G.N., Thurston D.K. (eds.) // ICAM VI: Proceedings of the International conference on Arctic margins. St. Petersburg, VSEGEI, 2014. P. 97–113.*
17. *Wirth K.R., Bird J.M., Blythe A.E., Harding D.J.* Age and evolution of western Brooks Range ophiolites, Alaska: Results from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology // *Tectonics*. 1993. V. 12. P. 410–423.

Сценарий развития южной провинции плато Кергелен и бассейна Принцессы Елизаветы (физическое моделирование)

Результаты анализа сейсмических данных и плотностного моделирования вместе с данными глубоководного бурения позволяют сделать вывод, что плато Кергелен является поднятием, сложенным, по всей видимости, как утоненной континентальной корой перекрытой продуктами более позднего вулканизма (южная провинция плато, участки центральной провинции, банка Элан), так и океанической корой, подвергнутой значительной магматической переработке в процессе эволюции под влиянием горячей точки (северная провинция плато). В рамках наших исследований рассмотрена область южной провинции плато Кергелен, которая отделена от материковой части Антарктиды трогом Принцессы Елизаветы.

Южная часть плато Кергелен представляет собой обширное (протягивающееся более чем на 500 км с востока на запад) вулканическое поднятие с глубинами залегания акустического фундамента от 5.0 до 2.0 км. Бурением установлено, что акустический фундамент в южной части плато Кергелен представлен преимущественно толеитовыми базальтами, излившимися около 120–110 млн лет назад [3, 4]. О возможной континентальной природе южной части плато Кергелен свидетельствуют изотопные характеристики базальтов, вскрытых скважиной ODP 738 в южной части плато Кергелен [3] и сейсмические исследования МПВ, выполненные в рамках проекта 3-го МПГ с помощью донных станций [1, 5]. Кора, подстилающая котловину Принцессы Елизаветы, видимо, имеет океаническую природу, о чем свидетельствует наличие пониженных скоростей преломленных волн в поверхности фундамента (5.1–5.6 км/с) и серия хорошо коррелируемых линейных магнитных

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия edubinin08@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет

аномалий [1, 2]. Предполагается, что они сформировались в период хронов полярности геомагнитного поля от М9 до М2.

В котловине Принцессы Елизаветы (между 80° и 87° в.д.) граница континент–океан резко смещается на юг по отношению к районам, расположенным к западу и востоку. Она располагается почти в основании континентального склона, и ширина окраинного рифта составляет здесь всего лишь 40–80 км, т.е. в 3–4 раза меньше, чем в других частях окраины. Причиной такого резкого изменения рифтовой структуры (и гораздо меньшего растяжения земной коры) в котловине Принцессы Елизаветы, возможно, явился подъем мантийного плюма Кергелен, который локально понизил прочность литосферы и привел к быстрому и более раннему ее расколу, либо деформации блока Южной провинции Кергелен в процессе его отделения от Антарктического материка.

Процесс распада Гондваны начался с рифтогенного раздвига между Африкой и Антарктидой в ранней юре (около 170 млн лет назад) [2]. В средней юре образовалась протяженная рифтовая система между Антарктидой, Австралией и Индией с тройным сочленением в районе банки Брюс – плато Натуралиста [6]. Спрединг морского дна, в море Содружества произошел около 130 млн лет назад [2, 4]. Это событие совпадает, или немного предшествует внедрению мантийного плюма Кергелен под литосферу Восточной Гондваны. Его максимальный эффект проявился в образовании вулканической провинции южной части плато Кергелен в период между 120 и 110 млн лет назад. Влияние плюма нарастало по мере развития спрединга и привело к общему утолщению океанической коры к западу и востоку от плато [3]. Плюмовая активность привела к тому, что произошел перескок спредингового хребта из бассейна Эндерби к молодой окраине Индийской плиты, в результате чего от нее был отделен микроконтинент банки Элан.

В свете изложенной выше эволюционной картины возникает несколько вопросов. Каким образом происходил переход от континентального рифтинга к океаническому спредингу, который произошел здесь около 130 млн лет назад? Возможно ли на этой ранней стадии перехода от рифтинга к спредингу обособление блока Южного плато Кергелен и формирование трога Принцессы Елизаветы?

С помощью физического моделирования было проведено изучение возможности частичного, или полного отделения блока южного плато Кергелен от Антарктиды при продвигающихся навстречу друг другу рифтах и выявление условий его формирования, характера деформации, приводящей к образованию трога Принцессы Елизаветы.

Ввиду неопределенности геометрии рифтовых трещин на дораскольной литосфере, исследования включали две серии экспериментов: па-

параллельное, или косое простираание модельных рифтовых трещин, смещенных друг относительно друга и развитие рифтовых трещин в условиях действия локального источника тепла (горячей точки).

Экспериментальное моделирование показало две возможности формирования южного блока плато Кергелен и трога Принцессы Елизаветы. Первая связана с параллельным или косым первоначальным простираанием рифтовых трещин, встречное продвижение которых приводило к их перекрытию, обособлению микроконтинентального блока, который испытывал деформации и вращение как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Величина этих деформаций будет тем больше, чем больше первоначальное поперечное и продольное смещение рифтовых трещин, а также угол между ними. Вторая возможность формирования континентального микроблока связана с наличием локального источника тепла (горячей точки), влияние которого приводило к перескоку верхней ветви рифта в сторону горячей точки и к генерации значительного количества магматического материала, который мог существенно изменять первоначальную континентальную структуру коры южного и центрального блоков плато Кергелен.

В обоих случаях нижняя ветвь перекрытия отмирала, формируя структуру типа авлакогена или, достигнув начальной стадии спрединга, небольшого спредингового бассейна (бассейн Принцессы Елизаветы). А верхняя ветвь, претерпевая локальные перескоки, соединялась с нижней ветвью, огибая микроблок с севера и формируя единую спрединговую систему. Это приводило к тому, что в некоторых опытах микроблок оставался частично причлененным к исходной (материнской) плите, в других полностью отделялся от нее и оставался в структуре новообразованной модельной литосферы. Это зависело от начальной кинематики взаимодействующих трещин растяжения, от наличия различных вещественных, термических и структурных неоднородностей в разрушаемой плите, а также от динамики развития образующегося блока и перескоков оси спрединга.

На основании анализа геолого-геофизической информации и результатов физического моделирования рассмотрены три модели развития южной части плато Кергелен. *Модель 1.* Южная часть плато Кергелен (протоплато) принадлежала антарктической окраине, представляя собой в финальной фазе рифтогенеза далеко выдвинутый в сторону Индии блок земной коры (как, например, плато Натуралиста и плато Эксмаус в западной Австралии). В этом случае котловина Принцессы Елизаветы должна подстилаться корой континентального типа, а граница континент–океан в морях Содружества и Дейвиса резко смещаться в северо-северо-западном направлении. *Модель 2.* Южная часть плато Кергелен

принадлежала индийской окраине и через некоторое время после раскола литосферы была оторвана от нее за счет перескока оси спрединга к северу, в сторону индийской окраины, возможно благодаря влиянию горячей точки. Если раскрытие Индийского океана происходило по второй модели, котловина Принцессы Елизаветы должна подстилаться корой океанического типа. *Модель 3.* Как показали результаты проведенного нами физического моделирования, вероятной представляется третья модель развития южной части плато Кергелен и трога принцессы Елизаветы. В рамках этой модели первоначальный раскол утоненной континентальной коры осуществляется по двум продвигающимся навстречу друг другу рифтовым трещинам. Независимо от первоначальной геометрии рифтовых трещин (параллельное или косое) в процессе своего продвижения они выстраиваются ортогонально направлению растяжения и, перекрываясь друг с другом, захватывают континентальный микроблок. Размеры этого блока зависят от расстояния между трещинами до начала их продвижения. В процессе растяжения на одной или на обеих трещинах может формироваться новообразованная кора. В дальнейшем, растягивающие напряжения концентрируются вдоль одной (северной) трещины, на которой продолжается аккреция новообразованной коры. На второй рифтовой трещине растягивающие напряжения прекращаются, она переходит в пассивное состояние и формируется палеорифт – авлакоген, или молодой палеоспрединговый бассейн. При косом простираннии первоначальных трещин относительно друг друга в процессе их продвижения и формирования блока перекрытия, часто отмечаются значительные деформации этого блока, как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № №16-17-10139).

Литература

1. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Голь К., Иванов С.В., Голынский А.В., Казанков А.Ю. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен) / Ред. Ю.Г. Леонов. Строение и история развития литосферы // Российские исследования по программе МПГ 2007/2008 гг. М. Paulsen Edition, 2010. С. 9–38.
2. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. №1. С. 8–28.
3. Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A., Gladzenko T.P., Storey M., Muller R.D., Gahagan L.A. Kerguelen Hotspot magma output since 130 Ma // J. Petrology. 2002. Vol. 43. № 7. P. 1121–1139.

4. Gaina C., Muller R.D., Brown B., Ishihara T., Ivanov S. Breakup and early sea-floor spreading between India and Antarctica. Antarctica // Geophys. J. Int. 2007. V. 170. P. 151–169.

5. Gohl K., Parsiegla N., Ehlers B.-M., Kopsch C., Damaske D., Lensch N., Hansen M., Bienhold C., Daniel K., Knight J., Meier K., Stark F., Urlaub M., Leitchenkov G. Geodynamic and tectonic evolution of the continental margin of the Prydz Bay area // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2008. № 583. P. 15–36.

6. Lawver L.A., Gahagan L.M., Coffin M.F. The development of paleosea-ways around Antarctica // The role of the Southern Ocean and Antarctica in global change: an Ocean Drilling Perspective / Ed. by J.P. Kennet, J. Barren. Antarctic Research Series, AGU. 1992. V. 56. P. 7–30.

М.Г. Леонов¹

Актуальные задачи тектоники и структурной геологии в XXI веке

Развитие тектоники и структурной геологии в XX веке и начале XXI века шло под знаком тектоники литосферных плит и плюмтектоники, которые в последнее время слились в единую концепцию. Использование данных парадигм позволило расширить и углубить наше познание геологии Земли, и их значение вряд ли можно переоценить. Однако существуют геологические объекты и явления, природа которых пока не находит адекватного объяснения с позиций используемых парадигм. В последние десятилетия появились фактические данные и подходы, позволяющие вновь вернуться к рассмотрению таких явлений и обратить внимание на некоторые актуальные задачи тектоники и структурной геологии, вытекающие как из наличия нового фактического материала, так и развития новых научных направлений, позволяющих интерпретировать эти новые данные. В докладе обращено внимание лишь на некоторые – тем не менее, весьма существенные вопросы, стоящие перед тектонической наукой в настоящее время.

Морфоструктура поверхности фундамента платформ. Несмотря на огромный объем геологических и геофизических данных по платформам, сравнительный анализ *морфоструктуры фундамента* платформ

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

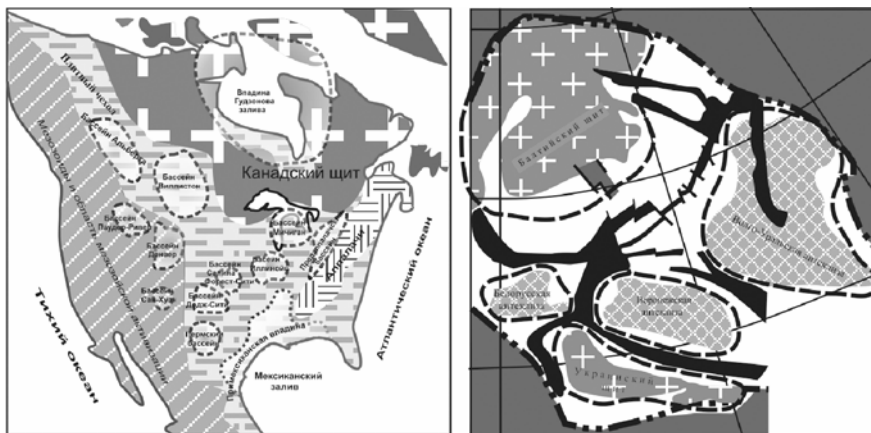


Рис. 1. Мрфоструктура фундамента Северо-Американской (слева) и Восточно-Европейской (справа) древних платформ

по существу не стал предметом специального изучения, хотя значимость такой задачи для познания глобальных закономерностей тектогенеза очевидна. Так, например, современная морфоструктура поверхности фундамента сходных по возрасту и главным чертам развития Северо-Американской (САП) и Восточно-Европейской (БЕП) платформ принципиально различна (рис. 1). Для САП характерны центрально-симметричные или овальные отрицательные морфоструктуры, заполненные осадками и разделенные валообразными линейно вытянутыми относительно поднятиями. БЕП, напротив, свойственны крупные относительно округлые или овальной формы поднятия (щиты и антеклизы), разделенные линейными прогибами с мощным осадочным чехлом. Различную архитектуру поверхности фундамента имеют Сибирская, Африканская и другие платформы. Данная закономерность, учитывая ее проявление в глобальном масштабе, по-видимому, отражает фундаментальные закономерности тектогенеза, до настоящего времени не изученные.

Морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов. Сформулированная выше задача непосредственно связана и с изучением тектоники осадочных бассейнов. В частности, пока не найдено убедительного решения проблемы возникновения в теле платформ долгоживущих центрально-симметричных динамических бассейнов – одного из наиболее характерных тектонических элементов платформ (см. рис. 1). Недостаточно внимания обращалось также на характерную тенденцию развития осадочных бассейнов, а именно, на «внезапное» дискретное

расчленение дна бассейнов на систему впадин, разделенных относительно узкими положительными морфоструктурами [2]. Подобный сценарий зафиксирован во многих внутриплитных бассейнах (Тянь-Шань, Африка, Сев. Америка, Забайкалье и др.), но решения проблема пока не имеет.

Постмагматическая тектоника гранитов и их углеводородный потенциал. В пределах фундамента континентов известно [1] более 400 месторождений нефти и газа; около 40 принадлежат к разряду уникальных и крупных, и они содержат почти 15% мировых запасов нефти. Большая часть крупных месторождений нефти расположена в пределах гранитных массивов, которые образуют положительные морфоструктуры фундамента, а кристаллические породы в зонах скопления УВ претерпели интенсивную постмагматическую тектоническую переработку (катаклиз, перекристаллизацию, пластическую деформацию). Перед нефтегазовой и структурной геологией встал вопрос о формах и механизмах постмагматической переработки гранитов, а также о механизмах формирования интрагранитных скоплений УВ.

Объемная деформация неслоистых сред и механика гранулированных сред. Одной из проблем, возникших при изучении интрагранитных залежей УВ, стала проблема 3D деформации относительно холодных и жестких гранитов, и возникновения гранитных тел протыкания (протрузий). Установлено, что формирование постмагматической структуры гранитных тел и их внедрение в верхние горизонты коры связано с дезинтеграцией пород и образованием кластической (гранулированной) инфраструктуры. Поведение таких сред обладает рядом особенностей и описывается в рамках физики гранулированных сред и мезомеханики. Гранулированная среда – это совокупность соприкасающихся друг с другом дискретных твердых доменов (зерен, блоков, связанных объемов), пространство между которыми заполнено вязкой субстанцией (флюид, воздух, диспергиты) [5]. При этом внутренняя связность вещества условно монолитных доменов выше, чем связность доменов друг с другом. «Твердое» тело, приобретая гранулированную структуру, приобретает свойства «вязко-текучего» тела и способность к реидной деформации. При деформации дискретных сред наблюдается эффект дилатансии – необратимого увеличения объема материала, что особенно заметно проявляется при сдвиговом вязко-катакластическом течении дискретных сред. С дилатансией связаны процессы разупрочнения горных пород, она способствует распространению флюидов в земной коре и т.д. Именно в закономерностях поведения гранулированных сред может найти объяснение 3D подвижность гранитов на постмагматической стадии, формирование гранитных тел протыкания, возникновение интрагранитных ловушек УВ.

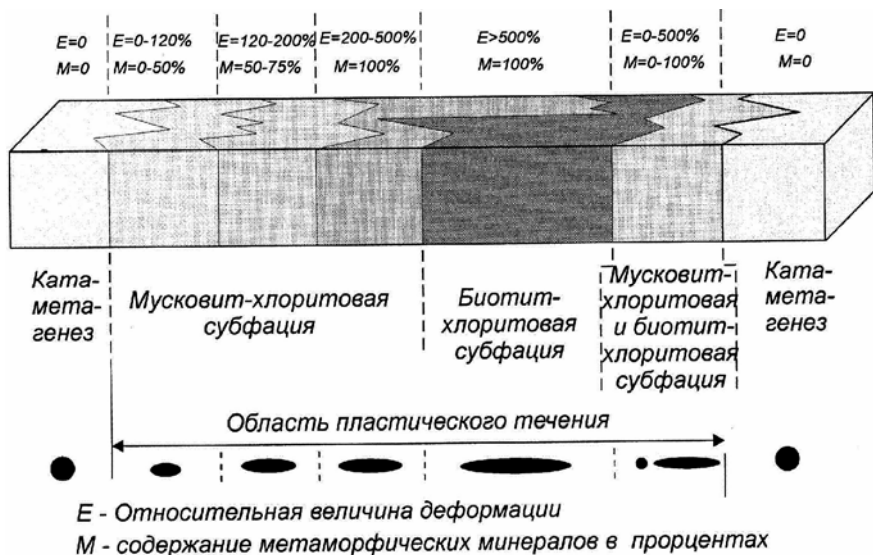


Рис. 2. Корреляция величины деформации (в %) и степени вторичных минеральных преобразований в конгломерато-брекчиях Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня

Структурно-вещественные преобразования в условиях деформации и механохимия. В геологической литературе время от времени обсуждается вопрос о связях деформации горных пород и их вещественных преобразованиях, и, как правило, речь идет о стресс-метаморфизме, который не превышает зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Дебатируется вопрос, является ли или нет деформация реальным фактором метаморфических преобразований, и если является, то в каких геологических явлениях эта связь отражена. Примером парагенетической связи структурных и вещественных преобразований является толща пород (C_{2-3}) Курганакской зоны Тянь-Шаня (рис. 2). В единой последовательности отложений от кембрия до верхнего карбона метаморфизм проявлен только в породах карбона, никогда не попадавших в область повышенных значений T и P , и приурочен метаморфизм к объемам пород, испытавших пластическую деформацию. Эти особенности находят объяснения с позиций механохимии [4] – науки, находящейся на стыке физической химии и механики твердых тел и получившей статус научного направления лишь в 60-е годы прошлого столетия. В механохимии установлено: при деформации твердых тел 5–30% механической энергии, затраченной на деформацию, захватывается кри-

сталлической решеткой деформируемого тела; запасенная энергия увеличивает термодинамический потенциал тела, происходит снижение прочности химических связей вплоть до их разрыва, повышение химической активности вещества. При пластической деформации петрохимические реакции могут идти при T на $100\text{--}400^\circ$ ниже, чем в статических условиях. Пластическая деформация – реальный термодинамический фактор структурно-вещественных преобразований.

Латеральные тектонические потоки в литосфере. Во многих районах мира выделены своеобразные структуры (плито-потоки, горизонтальные протрузии), отражающие объемное латеральное течение горных масс и играющие большую роль в строении и эволюции континентальной и океанской литосферы [3]. Идентификация таких структур позволяет рассматривать земную кору не как жесткую (хрупкую) субстанцию, а в качестве породной оболочки, способной к объемному пластическому течению.

Таким образом, в современной тектонике существуют проблемы, которые нуждаются в изучении и требуют использования подходов и парадигм, возникающих как благодаря поступлению нового фактического материала, так и развитию новых научных направлений в смежных с геологией науках. Опыт показал, в частности, что привлечение данных таких отраслей знания, как механохимия и механика гранулированных сред значительно расширяет возможности структурной тектоники и позволяет более адекватно трактовать наблюдаемые геологические явления.

Литература

1. Гаврилов В.П. Нефтегазоносность гранитов // Геология нефти и газа, 2000. № 6. С. 44–49.
2. Деллмес К.Ф. Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти // Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671.
3. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. М.: ГЕОС, 2013. 318 с.
4. Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
5. Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. P. 32–38.

Проблема диагностики продуктов щелочного вулканизма в осадочной летописи Сибирской платформы

Геодинамический цикл начинается с раскола континентальной коры, который в дальнейшем может приводить к образованию новых океанов. На начальном этапе этого цикла основным действием является развитие обстановок растяжения, сопряженных с глубинными разломами. Для них характерны проявления щелочного магматизма и вулканизма и связанных с ними месторождений Nb, Ta, Zr, Y, REE, Cu, P, алмазов и др., а с обстановками растяжения (рифтогенными) – осадочных месторождений углеводородов, Mn, Fe, Ba и полиметаллов. Поэтому диагностика древних обстановок рифтогенеза и импульсов щелочного магматизма необходимы как с точки зрения геодинамических построений, так и при поиске новых месторождений полезных ископаемых. Учитывая, что щелочному вулканизму присущ эксплозивный тип извержения, диагностировать эти события в большинстве случаев возможно лишь на основе диагностики продуктов извержения, т.к. они занимают достаточно большие площади относительно диаметра трубок взрыва.

Традиционно, источниками поступления обломочного материала в осадочные бассейны Сибирской платформы считаются породы ее раннедокембрийского фундамента и магматические и вулканические образования, связанные с различными этапами ее тектоно-магматической активизации. В результате их разрушения происходит накопление осадков первого цикла, сложенных, как правило, кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, слюдами. В этом случае, кварц в несколько раз превышает количество других типов породообразующих обломков терригенных пород. При этом, в осадочных последовательностях Сибирской платформы отмечены литотипы обломочных пород, где господствующее место среди породообразующих кластов занимают калиевые полевые шпаты при подчинённом количестве кварца. Как правило, эта закономерность остается без должного внимания, и такие породы классифицируются как аркозы. В результате этого исчезает возможность диагностики импульсов щелочного вулканизма во внутриплитных обстановках, запечатленных в осадочной летописи Сибирской платформы. В рамках решения проблемы диагностики продуктов щелочного

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

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

вулканизма нами начаты работы по изучению минерального состава, в том числе с помощью сканирующего электронного микроскопа, геохимических и изотопных характеристик высококалийевых терригенных пород в осадочных последовательностях Сибирской платформы и U-Pb датирования цирконов.

В пределах Бирюсинского выступа Сибирской платформы изучены позднедокембрийские терригенные отложения карагасской серии, характеризующиеся высокими содержаниями K_2O от 5 до 12 % и низкими Na_2O (менее 0.1 %). Геохимические и изотопные (Sm-Nd, Rb-Sr) характеристики изученных отложений карагасской серии и пород предполагаемых источников сноса – гранитов Бирюсинского комплекса и метаморфических образований сублукской свиты, оказались различными, как и состав главных породообразующих и акцессорных минералов. При этом не вызывало сомнений, что песчанки карагасской серии образовались в результате разрушения производных пород древней континентальной коры. На это указывают данные Sm-Nd изотопии – ϵNd -12,4 ..-16,2 и модельный возраст 2.3–2.47 млрд лет. Вышележащие отложения оселковой серии характеризуются более молодыми модельными возрастами 1.75–2.1 млрд лет при ϵNd -4,2..-8.6.

При минералогических исследованиях были изучены красноцветные песчаники базальных слоев карагасской серии (верховья р. Уват), средней части этой серии в среднем течении р. Туманшет (образцы из коллекции д. г.-м.н. А.Д. Ножкина) и верхней части разреза в районе р. Мара. Для всех песчаников характерны угловатые формы обломков, что указывает на близость источников сноса. Для всех изученных пород отмечено преобладание калиевых полевых шпатов над кварцем. Плаггиоклазы среди обломков не обнаружены ни при изучении под микроскопом, ни при изучении состава обломков на сканирующем электронном микроскопе. Установлено два типа минерального проявления КПШ – крупных кристаллокластов с повышенными концентрациями Ba в центральной части и раскристаллизованной стекловатой массы. Обе эти группы характеризуются содержанием Na ниже 0.1 вес.%. В КПШ второго типа отмечено в достаточном количестве прораствание идиоморфного ромбического доломита с высокой анкеритовой составляющей. Такая минералогическая особенность отмечена в породах Белозиминского щелочного массива, расположенного менее чем в 100 км от изученных выходов пород карагасской серии. Среди акцессорных минералов преобладают циркон с высокими концентрациями Th, фтор-апатиты с повышенными содержаниями РЗЭ, магнетит, рутил, монацит. Установлены минералы с идиоморфной формой, где в центре находится КПШ, средняя оболочка апатит с высоким содержанием РЗЭ и внешняя

оболочка не редкоземельный апатит. Правильные идиоморфные формы кристаллов доломита, кристаллов апатита и других минералов указывают на отсутствие их транспортировки. Это возможно при образовании этих минералов на месте, при осаждении раскалённой тефры, где хватает температуры для протекания процессов минералообразования (автометаморфизм). Особенности химического и минерального состава изученных песчаников позволяют считать, что источниками обломочного материала для них послужили продукты высококалийного щелочного вулканизма. Как таковыми эти отложения не являются осадочными, а представляют собой вулканогенно-осадочные породы, образовавшиеся в результате эруптивного вулканизма.

На основе U-Pb датирования цирконов из высококалийных пород в основании карагасской серии (р-н р. Уват) установлен их возраст. Основная популяция цирконов (40 зерен) имеет возраст в интервале 630–640 млн лет. Менее представлены популяции цирконов неопротерозоя (около 720 млн лет), палеопротерозоя и архея. Следует отметить, что для песчаников ордовика в пределах Бирюсинской глыбы выявлен пик с возрастом 630 млн лет на основе датирования цирконов, не проявленный в отложениях других частей Сибирской платформы [1].

Таким образом, возраст этих вулканических образований определен в интервале 630–650 млн лет. Этот же возрастной интервал установлен для пород Белозиминского карбонатитового массива, который также находится в пределах Бирюсинского Присяянья. Это указывает, с учетом значительного распространения в пределах этого блока высококалийных образований карагасской серии, на интенсивное проявление щелочного магматизма и вулканизма на этой территории. При этом, в разрезе карагасской серии присутствуют так же и нормальные осадочные породы неопротерозоя, и стратиграфия позднего докембрия Бирюсинского Присяянья требует существенного пересмотра.

В результате проведенных исследований на северо-востоке Сибирской платформы нами так же выявлены продукты эксплозивного высококалийного трахитового вулканизма с участием магм лапроитового состава [2, 3]. Был изучен алмазоносный гравелитовый горизонт оспайской свиты (р. Булкур). Сопоставление петрохимических и геохимических характеристик гравелитов карнийского горизонта, неалмазоносных кимберлитов на данной территории и лампроитов Сибири, указывает на близость петрохимических составов обломочных пород алмазоносного коллектора и лампроитов. Подтверждение этому получено при детальном петрографическом и минералогическом исследовании. Так, среди обломочного материала гравелитов и вулканических бомб преобладают продукты вулканической деятельности трахитового состава.

ва. Встречаются обломки сильно измененных меланократовых порфировых пород с вкрапленниками клинопироксена, флогопита и, возможно, серпентинизированного оливина. В гравелитах мелкие обломки представлены неокатанными лапиллями с флюидалной стекловатой основной массой и вкрапленниками калиевого полевого шпата. В более крупных обломках, а также в вулканических бомбах отчетливо наблюдаются флюидалные текстуры, при этом степень раскристаллизации может сильно варьировать даже в пределах одного обломка от стекловаты до трахитовой или сферолитовой. В основной массе сферолитов и микролитов присутствует калиевый полевой шпат, биотит, хромсодержащий титаномагнетит, фтор-апатит и циркон. Плаггиоклаз в основной массе не был обнаружен даже при исследовании на сканирующем микроскопе. Во вкрапленниках преобладает калиевый полевой шпат, реже встречается биотит. Отмечаются гломеросростки калишпата, клинопироксена и титаномагнетита и калишпата с биотитом. Ни в одном случае не обнаружено вкрапленников кварца или плаггиоклаза. На основе U-Pb датирования цирконов установлен возраст этих вулканомиктовых пород – 234–236 млн лет. Эти проведенные исследования позволили установить крупное вулканическое событие на северо-востоке Сибирской платформы на рубеже карния и ладина, представленное эксплозивными извержениями высококалиевых трахитов, возможно, относящихся к лампроитовой серии.

Таким образом, в результате проведенных исследований разработан алгоритм диагностики в осадочных последовательностях Сибирской платформы продуктов щелочного вулканизма, что позволяет реконструировать этапы тектоно-магматической внутриплитной активности в ее пределах.

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФ, грант 16-17-10076.

Литература

1. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Safonova I.Yu. Detrital zircon provenance of early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: Insights from U–Pb geochronology // J. Asian Earth Sciences 2014. V. 82. P. 115–123.
2. Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Изох А.Э., Николенко Е.И. Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы // ДАН. 2013. Т. 451. № 2. С. 193–196.
3. Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Николенко Е.И., Похиленко Н.П., Шелестов В.О., Н. Джес, Лобанов С.С. Позднетриасовый этап магматической активности высококалиевого трахитового вулканизма северо-востока Сибирской платформы: свидетельства в осадочной летописи // ДАН. 2014. Т. 459. № 3. С. 327–331.

**Карельский кратон в структуре неоархейского
суперконтинента Кенорленд по палеомагнитным
и геохронологическим данным**

В настоящее время вопрос о существовании неоархейского суперконтинента Кенорленд остается дискуссионным. С появлением новых кондиционных палеомагнитных и геохронологических данных по Каапваальскому кратону ставится под сомнение существование не только единого суперконтинента в неоархее, но и его древнего континентального ядра Ваалбара [6]. Вместе с тем, полученные палеомагнитные и геохронологические данные по Карельскому кратону и новая интерпретация геологических корреляций с кратонами Сьюпириор, Слэйв, Бунделкханский, Дхавар и Зимбабве, позволяет более аргументировано подойти к вопросу конфигурации единого неоархейского суперконтинента Кенорленд.

Объектами комплексных исследований стали расположенные в Водлозерском террейне Карельского кратона неоархейский Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый (ГЭЧ) комплекс и неоархейские габброноритовые Шальские и Авдеевская дайки.

Онежский неоархейский ГЭЧ комплекс располагается на границе центрального и периферического доменов Водлозерского террейна. Его коренные выходы находятся в узкой береговой полосе и на островах восточного берега Онежского озера южнее устья р. Водла, но по геофизическим данным прослеживаются на ЮЮВ под чехол платформы [4]. Комплекс состоит из двух компонентов: гранитоидов (эндербитов-чарнокитов) и ксенолитоподобных фрагментов основных, средних и кислых гранулитов, реже высокомагнезиальных пород (горнблендитов). Эндербиты-чарнокиты по петрохимическим характеристикам варьируют от диоритов-тоналитов до гранитов известково-щелочной серии. Основные гранулиты по петрогеохимическим особенностям отвечают основным породам толеитовой серии и сопоставимы с островодужными базальтами зеленокаменных поясов.

U-Pb изотопный возраст (SHRIMP, по цирконам) эндербитов Онежского комплекса оценивается в 2726–2716 млн лет. Высокотемператур-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

ные процессы в основных гранулитах м. Черный определены в 2734 ± 20 млн лет, хотя на таких же породах на о. Б. Голыцы установлено проявление двух гранулитовых событий с возрастами 2739 ± 17 и 2701 ± 14 млн. лет, соответственно. В основных гранулитах установлены также цирконы протолита с возрастом 2.9–2.8 млрд лет, а также редкие небольшие каймы с возрастом около 2.5 млрд лет [4].

В пределах Водлозерского террейна по геохимическим и изотопным данным выделяется два главных импульса магматической активности: 2.50–2.45 млрд лет и 1.98–1.96 млрд лет. Объекты первой группы установлены на восточном берегу Онежского озера. Они прорывают архейские гранито-гнейсы и представлены двумя крупными субпараллельными дайками СВ простирания, прослеженными до нескольких км, при этом их мощность составляет до 500 м [3]. Возраст северного тела, определенный U–Pb методом по бадделеиту (ID TIMS), составляет 2504 млн лет [5]. Аналогичный возраст 2504 млн лет и близкий химический состав имеет Авдеевская дайка [5, 7].

В ходе петро-палеомагнитных исследований образцов эндербитов и чарнокитов с м. Черный в высокотемпературном интервале выделена компонента ЮЮВ склонения и умеренного положительного наклона. Среднее направление этой компоненты близко полученному ранее направлению высокотемпературной компоненты для санукитоидов Панозерского массива, возраст которых оценивается как 2742–2736 млн лет [1]. Прямого теста контакта для доказательства первичности выделенной в гранулитах Онежского комплекса высокотемпературной компоненты намагниченности получить не удалось. Вместе с тем, по геофизическим данным гранулиты Онежского комплекса, возможно, секутся неоархейскими габброноритовыми Шальскими и Авдеевской дайками [3].

В результате палеомагнитных исследований габброноритовых даек выделена высокотемпературная компонента намагниченности южного склонения и низкого положительного наклона, среднее направление которой близко направлению D', полученному ранее для «необожженных» габброноритов Шальских даек [8]. Первичность компоненты доказана на основании двух положительных теста контакта: прямого (контакт неоархейской габброноритовой дайки с вмещающими архейскими гранитами), и инверсионного (контакт неоархейской дайки с прорывающей ее палеопротерозойской долеритовой дайкой).

Среднее направление высокотемпературных компонент намагниченности в неоархейских гранулитах и габброноритовых дайках значительно отличаются, что свидетельствует об отсутствии регионального перемагничивания после внедрения даек габброноритов.

Палеомагнитные данные и геологические корреляции дают основания полагать, что в конце неархея (2.7–2.6 млрд лет) сформировался суперконтинент Кенорленд, составляющими которого были кратоны Карельский, Каапваальский, Пилбара и Сьюпириор, а также, вероятно, кратоны Бунделкхандский, Дхавар, Зимбабве и провинция Слейв. Новые палеомагнитные данные, полученные для неархейских комплексов Карельского кратона, в совокупности с уже имеющимся «ключевыми» полюсами для кратонов Пилбара, Каапвааль и Сьюпириор, позволяют подтвердить предложенную ранее конфигурацию неархейского суперконтинента Кенорленд [1, 2]. Согласно палеотектонической реконструкции, суперконтинент Кенорленд реконструирован в виде плиты вытянутой, серповидной формы [1, 2, 10].

Значительное сходство мезо-неархейской истории формирования континентальной земной коры восточной части Фенноскандинавского щита (Карельская, Беломорская и Кольская провинции) и восточной части Канадского (провинция Сьюпириор) свидетельствуют в пользу существования в неархее континентального ядра Сьюпериа. При этом коррелируют не только время проявления наиболее значимых аккреционно-коллизийных событий, но и генеральные направления субдукции, обеспечивающей взаимодействия террейнов.

Взаимное положение Карельского и Каапваальского кратонов в составе единого суперконтинента, также имеет геологическую аргументацию. Мезо-неархейская история формирования земной коры этих кратонов имеет важные черты сходства [9]. В этот период новые фрагменты континентальной коры формировались в северной и западной частях Каапваальского кратона и в Зимбабве, а также вокруг Водлозерского террейна Карельского кратона и сопряженных с ним структурах. В неархее (~ 2.70 млрд лет) в результате коллизии образовались орогены Лимпопо и Беломорский, ориентировка которых близка друг другу в предложенной конфигурации суперконтинента Кенорленд. Палеомагнитные данные свидетельствуют, что начало распада суперконтинента на «континентальные» ядра «Вaalбара» и «Сьюпериа» должно было произойти между 2.5 и 2.45 млрд лет.

Работа выполнена за счет грантов РФФИ (проекты №15-05-09288, 17-05-01270) и на приборах, закупленных по Программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

1. Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Палеомагнетизм неархейской полифазной Панозерной интрузии Фенноскандинавского щита: новые результаты // Вест. Моск. Ун-та. Сер. геол. 2009. № 6. С. 18–25.

2. Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Реконструкция неоархейского супер-континента Кенорленд по палеомагнитным и геологическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 2011. № 4. С. 22–29.

3. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и металлогения) / Под ред. Глушанина Л.В., Шарова Н.В., Щипцова В.В. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2011. 431 с.

4. Слабунов А.И., Сибелев О.С., Король Н.Е., Володичев О.И. Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс Карельского кратона // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2011. С. 1–17.

5. Bleeker W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Kuliko, V.S. The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: new constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including the first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // IGC 33 Meeting: Abstract. Oslo, Norway. 2008. P. 6–14.

6. Gumsley A. Validating the existence of the supercraton Vaalbara in the Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic. PhD theses, Lund University, Fac. of Science, Dep. of Geology, Lithosp. & Biosp. Sci., 2017. 130 p.

7. Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: an essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces // Precam. Res. 2010. V. 183. № 3. P. 589–601.

8. Mertanen, S., Vuollo, J.I., Huhma, H., et al. Early Paleoproterozoic–Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield – new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations // Precam. Res. 2006. V. 144. P. 239–260.

9. Slabunov A., Hofmann A., Lubnina N., et al. Comparison of crustal evolution of the Karelian (NW Russia) and Kaapvaal (RSA) Cratons in Meso- to Neoproterozoic times // Craton Formation and Destruction. Abst. Vol. Univ. of Johannesburg, SA, 2012. P. 36–37.

10. Slabunov A.I., Lubnina N.V. Neoproterozoic Supercontinent Kenorland: geological and paleomagnetic data // 35th Int. Geol. Congr., Cape Town, South Africa. Abstracts. Alexandria: Amer. Geosci. Inst. 2016. P. 3751.

Глубинная геодинамика Восточно-Европейской платформы и ее отражение в новейших геодинамических системах

В настоящее время практически всеми исследователями признается динамическое воздействие на платформы прилегающих к ним коллизионных, субдукционных, спрединговых, рифтовых и др. структур. Многолетние исследования новейшей тектоники Восточно-Европейской платформы (ВЕП) позволили связать формирование новейших структур с влиянием активных источников тектонических напряжений. Эти источники находятся за границами платформы или в ее пределах.

Исследованиями В.И. Макарова, Ю.К. Щукина и нашими [3–5] территория ВЕП разделена на геодинамические системы (ГС) разного ранга (глобального, регионального, локального), включающие тектонически активные области – источники тектонических сил и напряжений – и сопряженные с ними территории. Наиболее крупными новейшими геодинамическими системами первого ранга являются Альпийская, Скандинавская и Уральская. Альпийская ГС с орогенами Кавказа и Карпат, являющимися звеньями Альпийского коллизионного пояса, занимает южную часть платформы. Скандинавская ГС, связанная с Северо-Атлантическим спредингом, охватывает всю северную половину ВЕП. Уральская система с одноименным орогеном Урала протягивается субмеридионально и формируется в условиях встречного косо́го сжатия, наведенного с СЗ и ЮВ. Помимо этих ГС, выделены Каспийская и Черноморская ГС, а также ряд менее крупных ГС, связанных с процессами, происходящими внутри самой платформы. Границами ГС или зонами сопряжения смежных систем, их взаимодействия, а часто и интерференции являются геодинамически активные зоны (ГДАЗ).

Цель исследований – оценка роли глубинных деформаций земной коры и верхней мантии в формировании новейших ГС и ГДАЗ ВЕП.

Ниже приводится сопоставление выделенных ГС с деформациями глубинных слоев земной коры (з.к.) и раздела Мохо (М). Эти деформации выражены изменениями мощности различных слоев земной коры, их конфигурации, глубиной залегания М [1, 2, 6] и до сих пор в полной мере и с единых методологических позиций не сопоставлялись с ГС. Конфигурация (формы) утонения и утолщения слоев разных глубинных уровней могут не совпадать друг с другом и, в т. ч., с ГС, что отчасти

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

² Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

объясняется особенностями активности верхней мантии и расслоенностью земной коры по вещественным, структурным и геодинамическим условиям.

Альпийская ГС по глубинному строению не является однородной. В ее пределах выделяется две глубинные части: Карпатская и Кавказская. Карпатская часть отчетливо выражена в аномальном утолщении нижнего слоя до 25 км, которое является выпуклым к СВ в плане, согласно Карпатской дуге. В промежуточном слое также отмечается аномальное утолщение до 20 км, сопряженное с утонением до 10 км на СВ в пределах Днепровско-Донецкой впадины. Верхний слой дифференцирован по мощности от 10–15 км до 10 и меньше. Утолщение слоев з.к. и особенно нижнего слоя указывает на развитие преимущественно карпатских напряжений сжатия. Граница Кавказской и Карпатской ГС выражена меридиональным погружением раздела М до 40–50 км, локализованным в пределах Приазовской возвышенности и частично Азовского моря. В нижнем слое з.к. эта граница отмечается локальным утолщением до 20–25 км и субмеридиональным простираем, совпадающим с Центрально-Крымским поперечным поднятием.

В Скандинавской ГС наиболее отчетливо проявлены ее составляющие ГС более высокого ранга: Восточно-Балтийская, Беломорская и частично Баренцевоморская.

Восточно-Балтийская ГС наиболее выражена в разделе М и в мощности нижнего слоя з. к. Раздел М в пределах этой системы имеет наименьшую глубину в 35 км, приуроченную к Финскому заливу, повышающуюся к востоку к зоне сочленения Балтийского щита и чехла Русской плиты. В нижнем слое утонение отвечает средним значениям в 10–15 км. Оно локализовано в пределах Финского залива и Польско-Литовской синеклизы и сопряжено с аномальным утолщением, наблюдающимся юго-восточнее в пределах Белорусской антеклизы. В приповерхностной зоне з.к. утонению мощности нижнего слоя отвечает Восточно-Балтийский среднечетвертичный рифт.

Беломорская ГС отражена, в основном, в утонении промежуточного слоя до 10 км при средней его мощности в 10–15 км. Это уменьшение мощности согласно с простираем Онежско-Кандалакшского рифейского авлакогена с Кандалакшским заливом и долиной Сев. Двины. Протяженное утонение до 10 км этого слоя отмечается восточнее в пределах сопряжения Онего-Двинско-Мезенского плато и Тиманского кряжа.

В пределах внешней восточной бортовой зоны Скандинавской ГС отмечается утолщение и утонение слоев дуговой формы. Раздел М также имеет дифференцированное строение. Эти деформации обусловлены боковым давлением на глубинные слои со стороны поднятия Балтийского щита

и смещением всей системы на Ю-В в связи с влиянием Северо-Атлантического сегмента срединно-океанической рифтовой системы [4, 5].

Уральская ГС в глубинном строении з.к. сегментирована на Северную, Среднюю и Южную части, как и в новейшей структуре. В *Северной части* ГС наблюдается углубление раздела М до 40–50 км субмеридионального простирания. Нижний слой з.к. в пределах Печорской впадины максимально утонен до 15–10 км относительно средней его мощности. Промежуточный слой характеризуется утолщением слоя с 10 до 20 км, сопряженным с незначительным его утонением до 10 км в пределах Печорской впадины. Верхний слой дифференцирован по мощности от 10 до 20 км. *Средняя часть* ГС менее всего выражена в глубинных слоях з.к. Она является границей северной и южной частей, различающихся по глубинному и приповерхностному строению з.к. *Южная часть* Уральской ГС максимально проявлена в изменении мощности нижнего слоя з.к., причем, контур аномального его утолщения до 25 км расположен ближе к границе Ю. и Ср. Урала. Это утолщение приурочено к субширотной полосе небольшого утолщения до 15 км, являющейся границей Скандинавской и Альпийской ГС (Смоленско-Дмитровско-Ветлужская ГдАЗ). В целом конфигурация мощности нижнего слоя имеет здесь структурно-перекрестный характер, резко отличный от глубинного линейного строения северной части Уральской ГС. В верхнем слое з.к. устанавливается небольшое относительно средних величин утолщение до 15–20 км, имеющее изометричную форму. К Ср. Уралу утонение слоя достигает аномальных значений 10 км с сохранением общеуральского простирания. С этой точки зрения можно объяснить причину повышенной сейсмической активности Среднего Урала.

Каспийская ГС проявлена в строении всех глубинных слоев з. к. и разделе М. В пределах Прикаспийского прогиба раздел М поднят до 35 км. К северу в сторону Южно-Татарского свода он погружается до 40 км, и форма погружения становится субмеридиональной. Промежуточный и верхний слои утоняются вплоть до выклинивания, а нижний слой утоняется до 10 км в пределах Прикаспийской низменности и Общего Сырта. Западнее в сторону Днепровско-Донецкого прогиба он утолщается до 15 км.

ГС более высокого ранга не всегда отражены в строении з.к. и верхней мантии. Например, *Токмовская и др.* более высокого ранга ГС в строении глубинных слоев по имеющимся мелкомасштабным материалам не выявляются. Возможно, это связано с масштабом сейсмологических работ, не позволяющих детально исследовать глубинное строение таких систем [2].

Окско-Донская ГС выражена в промежуточном слое увеличением мощности до 15–20 км. Это можно рассматривать как результат активности субвертикального напряжения растяжения, локально воздействующего здесь на промежуточный слой. В верхнем слое з.к. наблюдается локальное утонение мощности до 15–10 км заливообразной формы, что может указывать на развитие здесь субвертикальных напряжений сжатия.

Среди ГдАЗ наиболее крупной, разделяющей Скандинавскую и Альпийскую ГС, является Смоленско-Дмитровско-Ветлужская субширотного зона. В разделе М ей отвечает несогласное сочленение разных по простиранию и по форме деформаций. Ее можно рассматривать как результат активности латеральных напряжений сжатия, наведенных с СЗ со стороны Северо-Атлантического рифта, и с юга со стороны Карпато-Кавказской ГС. В структуре з.к. наиболее ярко она проявлена в нижнем слое в виде полосы утолщения до 15 км, но несколько смещенной к югу относительно ее положения в рельефе. В других слоях з.к. наблюдается несогласное сочленение разных по простиранию деформаций.

Заключение. Впервые представлены результаты предварительного анализа соотношения новейших ГС и ГдАЗ ВЕП с глубинной структурой з.к. и верхней мантии. ГС имеют разные глубину заложения и отражение в деформациях слоев з.к. и, что важно, в разделе М ГС являются глубинными разноранговыми, разнотипными по напряженному состоянию структурами. ГС выражаются линейной, овальной, изометричной формами изменения мощности слоев з.к. Полного совпадения этих форм друг с другом в разных слоях и ГС не наблюдается. Это может быть связано с вещественно-структурными неоднородностями глубинных слоев, подвергающихся деформациям на новейшем этапе. Согласно деформациям глубинных слоев, ГС формируются под влиянием процессов, характер воздействия которых изменяется в пространственно-временном аспекте, что выражается разнотипными деформациями глубинных слоев и приповерхностной зоны з.к. На границах слоев з.к. локализуются субгоризонтальные напряжения сдвига, которые могут концентрировать аномальные напряжения с образованием очагов землетрясений. Это может рассматриваться как расслоенность глубинного разреза по напряжениям и деформациям.

Литература

1. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, 4В, ТАТСЕЙСТ. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. 192 с.
2. *Краснопевецова Г.В., Щукин Ю.К.* Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследо-

ваний // Региональная геология и металлогения. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 73–84.

3. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Вып. 13. С. 53–60.

4. Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорошко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В. Геодинамические системы и геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. 2016. Т. 91. Вып. 4-5. С. 9–25.

5. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А.Ф. Грачев. М., 2000. 487 с.

6. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. 736 с.

В.М. Макеев¹, Н.В. Макарова², Т.В. Суханова²

Новейшие глубинные деформации земной коры Восточно-Европейской платформы

В качестве проблем рассматриваются: 1) определение роли глубинных деформаций земной коры в формировании неотектонических структур и современных геодинамических процессов, 2) выявление особенностей взаимодействия глубинных напряжений и деформаций друг с другом и с приповерхностной зоной земной коры, 3) районирование платформ по современным геодинамическим условиям на основе принципов расслоенности и эволюции литосферы.

Послойные глубинные деформации земной коры, выявленные на основе глубинного сейсмического зондирования вдоль геотраверсов [1], сопоставлены со структурами новейших геодинамических систем (ГС) [2]. На платформенном этапе эволюции земной коры глубинное строение рассматривается как трехслойное, подверженное деформациям и тектонической расслоенности. Этот этап выразился в образовании полого залегающего осадочного чехла в разные тектоно-магматические эпохи и преобразованием ранее сложившихся структур земной коры. В относительно короткую неотектоническую стадию эти процессы продолжились, что выразилось в образовании позднекайнозойских отложений и стадийности развития рельефа. Глубинные геодинамические процессы, воздействуя на приповерхностную зону земной коры, вызывают

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

² Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

в ней развитие преимущественно изгибных структур разной направленности. В.И. Макаров в 1996 г. впервые объединил эти структуры в новейшие ГС и связал их развитие с конвергентными и дивергентными границами литосферных плит, или геодинамически активными областями. Они являются источниками тектонических сил и напряжений, действующими на сопряженные с ними территории.

Наиболее крупными новейшими геодинамическими системами первого ранга являются Альпийская, Скандинавская и Уральская. Альпийская ГС с активными областями Кавказа и Карпат, занимает южную часть платформы. Скандинавская ГС, связанная по происхождению с Северо-Атлантическим спредингом, охватывает всю северную половину ВЕП. Уральская система с одноименным орогеном формируется в условиях встречного косо́го сжатия, наведенного с СЗ и ЮВ. Интерференция этих, по сути, разнородных напряжений приводит к развитию поперечной сегментированности Урала. Помимо этих ГС, выделены Каспийская и Черноморская ГС, а также ряд менее крупных ГС, связанных с процессами, происходящими внутри самой платформы. Границами ГС или зонами сопряжения этих систем, их взаимодействия, а часто и интерференции являются геодинамически активные зоны (ГДАЗ), которые сопоставлены с деформациями глубинных слоев земной коры. Конфигурации аномальных мощностей глубинных слоев и деформации раздела Мохо могут прямо не совпадать друг с другом и ГС. Это отчасти объясняется особенностями активности верхней мантии и расслоенностью земной коры по вещественно-структурным и геодинамическим условиям.

Анализ деформаций земной коры выполнен по четырем глубинным уровням: 1) разделу Мохо и трем слоям земной коры – 2) нижнему, 3) промежуточному и 4) верхнему.

1) Наименьшая глубина *раздела Мохо* 35 км (выступ аномальной мантии) расположена в пределах активных областей Каспийской и Восточно-Балтийской ГС, наибольшая 50 км – в пределах Скандинавской ГС.

В пределах Прикаспийской ГС выступ мантии постепенно погружается с 35 км до 40 км в северном направлении. При этом в приповерхностной зоне неотектонические структуры изменяются от дуговых к изометричным. Выступ резко погружается в западном направлении до 40–45 км с образованием Западно-Каспийской ГДАЗ, выраженной протяженной полосой Приволжских поднятий, где возможно, максимально активны касательные напряжения сжатия. Как выражение этих напряжений, в нижнем слое земной коры отмечается широкая полоса его утолщения с 10 до 15 км, ориентированная с востока на запад, что, возможно, явилось причиной образования своеобразных неотектонических

ступеней и дугообразных поднятий. Относительно небольшой по размерам аномальный выступ Мохо (35 км) приурочен к Восточно-Балтийской ГС, на юге сопряжен с изометричным погружением Мохо, отвечающим поднятию Белорусской антеклизы. Наиболее широко и ярко эта система выражена в утонении нижнего слоя земной коры, достигающего 10 км, возможно, связанного с ростом и расширением выступа аномальной мантии. В пределах Скандинавской ГС наибольшее погружение до 50 км отмечается в пределах поднятия Центрально-Финских карелид. Согласно изолинии 40 км, от этого поднятия деформации раздела Мохо распространяются преимущественно в юго-восточном направлении вплоть до широтной границы, сопоставляемой со Смоленско-Дмитровско-Ветлужской ГдАЗ (С-Д-В). Последняя хорошо проявляется в нижнем слое земной коры в виде полосы небольшого утолщения.

2) Относительно широко выраженное утонение *нижнего* слоя земной коры отмечается в пределах активных Каспийской и Восточно-Балтийской ГС. Оно достигает 10 км и менее. Корни (положение) его локализуются в пределах аномальной мантии, что может рассматриваться как ее воздействие снизу вверх и в стороны. Особенностью этих деформаций (утонений) является следующее. Плавное незначительное широтное утолщение слоя с 10 км до 15 км наблюдается в направлении от Каспийской ГС к западу. Таким образом, в нижнем слое отмечается поворот на 90° против часовой стрелки прикаспийской деформации относительно верхнемантийной субмеридиональной. На севере утолщение согласуется с полосой увеличения мощности от 15 км и более, локализованное в пределах С-Д-В ГдАЗ. На юге оно несогласно сочленяется с деформациями в пределах Карпатско-Кавказской ГС. Фрагментом этого сочленения является Донецкая система поднятий, которая может рассматриваться как сдвиговая зона буферного типа. В пределах Восточно-Балтийской ГС расположен одноименный среднечетвертичный грабен, позволяющий рассматривать эту систему относительно молодой, по сравнению с Каспийской ГС, которая является устойчивой и длительно развивающейся.

Аномальное утолщение нижнего слоя отмечается в зоне сочленения поднятий Южного и Среднего Урала и Карпатской ГС. Здесь утолщение вытянуто субширотно поперек простиранья герцинских структур. Это утолщение находится на простираньи утолщенной полосы, сопоставляемой со С-Д-В ГдАЗ. Повышенная сейсмичность Среднего Урала может быть связана с развитием этого своеобразного утолщения, которое выше по разрезу не выявляется. Аномальное утолщение слоя 25 км и выше дугообразной формы приурочено к Карпатской ГС, что можно считать результатом сильного сжатия, наводимого со стороны активной

области Карпат на платформу. В вышерасположенном промежуточном слое это утолщение менее яркое и более спрямленное и сопряжено с утонением слоя в пределах Днепровско-Донецкого прогиба. Локальное субмеридиональное утолщение слоя до 25 км приурочено к границе сопряжения Карпатской и Кавказской ГС и локализовано на простирании Центрально-Крымского поперечного поднятия.

3) Утонение *промежуточного* слоя земной коры на 10 км и менее проявляется впервые в пределах Беломорской ГС, являющейся поэтому исключительно среднекоровой, т.к. не выражена в деформациях верхнего и нижнего слоев земной коры. В пределах активной области Каспийской ГС этот слой выклинивается. По разрезу верхний слой здесь также утоняется и выклинивается. Аномальное увеличение мощности, согласное с герцинской складчатостью, отмечается в пределах Северного и Полярного Урала (Уральская ГС). В смежной Печорской впадине это увеличение сопряжено с утонением слоя до 10 км. В нижнем слое, наоборот, отмечается утолщение, в восточном направлении в пределах Урала утоняющееся до 10 км. Резкий градиент мощности этих слоев, возможно, приводит к развитию узко локализованных касательных напряжений, выраженных развитием Бельско-Камской ГдАЗ. На западе изменения мощности слоев ограничиваются пологим поднятием Тиманского кряжа.

Утонение промежуточного слоя до 10 км линейного характера локализовано в пределах Беломорской ГС, что может рассматриваться как результат развития латеральных напряжений растяжения. Это уменьшение мощности согласуется с простиранием Онежско-Кандалакшского рифейского авлакогена, который, в свою очередь, наследуется прогибами Кандалакшского залива и долиной Сев. Двины. Протяженное утонение промежуточного слоя до 10 км отмечается в пределах Онего-Двинско-Мезенского плато, сопряженного с поднятием Тиманского кряжа. Овального типа утолщение до 15–20 км автономного характера установлено в пределах Окско-Донской ГС, что может указывать на нахождение слоя в условиях вертикального напряжения растяжения. В верхнем слое земной коры, наоборот, устанавливается локальное утонение слоя, что можно связать со сменой напряжений растяжения напряжениями сжатия.

4) Уменьшение мощности *верхнего* слоя земной коры до 15–10 км впервые отмечается в пределах Баренцевоморской ГС. В пределах Печорской впадины, подверженной деформациям этой системы, в нижнем слое доминируют деформации уральского простирания, что рассматривается как суперпозиция разнородных и разноглубинных напряжений и деформаций, которая часто является причиной развития горизонталь-

ной расслоенности и формирования зон аномально высоких напряжений в земной коре. Утолщение слоя овальной конфигурации с 10 до 20 км автономного характера устанавливается в пределах поднятия Воронежской ГС, что может указывать на его рост в условиях вертикальных напряжений. Токмовская ГС в деформациях верхнего слоя не выражена. Возможная причина – недостаток геофизических данных. Эта система относительно хорошо проявлена в наибольшем погружении раздела М, сопряженного с аномальным выступом Каспийской ГС.

Литература

1. Краснопецева Г.В., Шукин Ю.К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 73–84.

2. Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В. Геодинамические системы и геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. 2016. Т. 91. Вып. 4-5. С. 9–25.

А.В. Маринин¹, Л.А. Сим¹, Н.А. Сычева², Н.А. Гордеев¹

Реконструкция палеонапряженного состояния в пределах Кочкорской впадины (Северный Тянь-Шань)

Тектоническое строение Кочкорской впадины подробно рассмотрено во многих работах [1, 3, 8], но специальных исследований напряженно-деформированного состояния с анализом тектонической трещиноватости и малых дизъюнктивных нарушений не проводилось. В 2015–2016 годах нами проведены исследования палеонапряженного состояния в пределах Кочкорской впадины Северного Тянь-Шаня. Район исследований охватывал собственно впадину, выполненную кайнозойскими отложениями и её борта, сложенные преимущественно палеозойскими образованиями. Полевые тектонофизические исследования были направлены на реконструкцию основных параметров локальных стресс-состояний в массивах горных пород бортов Кочкорской впадины. Основную часть собранного материала составляют замеры геологических индикаторов палеонапряжений, позволяющих устанавливать

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, marinin@ifz.ru

² Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан, nelya@gdirc.ru

кинематику их относительных перемещений (небольшие разрывы, зеркала скольжения, отрывы и т.д.).

Для реконструкции палеонапряжений нами использовался метод кактластического анализа применительно к геологическим данным [5] и метод структурно-парагенетического анализа [4]. Собранные полевые данные позволили по комплексу геологических индикаторов палеонапряжений реконструировать основные параметры локальных стресс-состояний (ориентация осей главных напряжений, коэффициент Лодена-Надаи, тип напряженного состояния и др.). Большая часть замеров была проведена в палеозойских и более древних образованиях, слагающих борта Кочкорской впадины. В неогеновых отложениях, слагающих южные краевые части впадины и небольшие поднятия внутри неё, удалось зафиксировать зеркала скольжения отличной сохранности, а также другие геологические индикаторы тектонических напряжений, которые позволили реконструировать локальные стресс-состояния различными методами. Данные определения несомненно характеризуют новейшие тектонические деформации южной части впадины (вблизи Южно-Кочкорского разлома).

Проведенная реконструкция показывает, что в районе Кочкорской впадины оси максимальных сжимающих напряжений (σ_3) преимущественно ориентированы в ССЗ-ЮЮВ направлении, занимая при этом субгоризонтальное положение. Оси минимальных сжимающих напряжений (девиаторного растяжения – σ_1) имеют преимущественно субширотную и реже субвертикальную ориентацию. Полученные нами результаты согласуются с данными по современным движениям земной поверхности [2], механизмами крупных землетрясений [3] и определениями по сейсмологическим данным [7]. Большее разнообразие ориентировок осей максимального сжатия наблюдается непосредственно к югу от Кочкорской впадины в смежном хребте, сложенном палеозойскими образованиями. Отличительной чертой обладает серия точек вдоль долины р. Джоон-Арык, в которых восстановлены как северо-восточные, так и северо-западные направления максимального сжатия.

Наблюдаемые структурные парагенезы зеркал скольжения разного кинематического типа, отрывов и других дизъюнктивных структур также свидетельствуют о ССЗ направлении максимального сжатия. Северо-западнее сел. Кочкорка на северном борту впадины в обстановке горизонтального сдвига наблюдается парагенез правых сдвигов северо-западного простирания и левых сдвигов субмеридионального простирания, а также отрывов ССЗ простирания. В центральной части северного борта Кочкорской впадины хорошо проявлены взбросо-надвиговые нарушения ВСВ простирания с падением плоскостей преимущест-

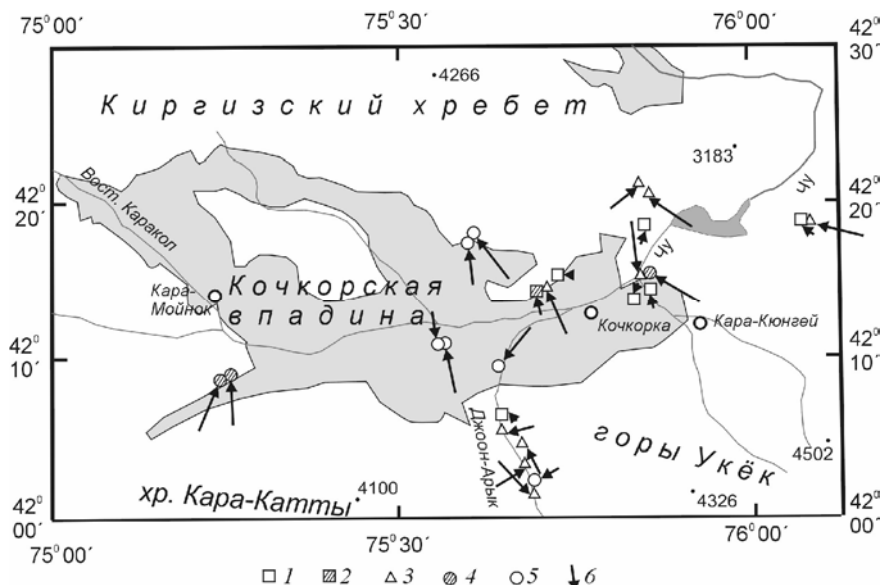


Рисунок. Тип напряженного состояния и ориентировка осей максимальных сжимающих напряжений в пределах Кочкорской впадины. Значками показан тип напряженного состояния, а стрелками проекции осей максимальных сжимающих напряжений: 1 – горизонтального растяжения, 2 – горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом, 3 – горизонтального сдвига, 4 – горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, 5 – горизонтального сжатия, 6 – проекции осей максимальных сжимающих напряжений (направление стрелок в сторону погружения; длина указывает на угол наклона оси – при крутом погружении стрелки короткие, при пологом погружении – длинные)

венно на ЮЮВ, при этом надвигание шло по азимуту ССЗ 330° . Западнее сел. Кок-Жар в центральной части впадины, в неогеновых отложениях, слагающих небольшой хребет субширотного простирания, зафиксированы четкие зеркала скольжения, которые характеризуют новейший этап тектонического развития. Проведенной реконструкцией методом катакластического анализа установлены ориентировки осей главных напряжений (для одного участка наблюдений): $\sigma_1 - 95 \angle 60^\circ$, $\sigma_2 - 255 \angle 28^\circ$, $\sigma_3 - 349 \angle 9^\circ$, а также близкие ориентировки для соседнего участка: $\sigma_1 - 5 \angle 54^\circ$, $\sigma_2 - 266 \angle 7^\circ$, $\sigma_3 - 171 \angle 35^\circ$. Перечисленные индикаторы тектонических напряжений и реконструированные локальные стресс-состояния подтверждают режим горизонтально сжатия с ССЗ ориенти-

ровкой оси σ_3 и субвертикальной ориентировкой оси σ_1 . Промежуточная ось σ_2 занимает широтное субгоризонтальное положение.

Результаты проведенной реконструкции по всей совокупности собранных индикаторов палеонапряжений показывают, что в области Кочкорской впадины преобладают два типа напряженного состояния – горизонтального сжатия и сдвига, а также их сочетания. Обстановки горизонтального растяжения фиксируются намного реже и приурочены преимущественно к восточной окраине Кочкорской впадины. В долине р. Джоон-Арык к югу впадины преобладают обстановки горизонтального сдвига. Установленные преобладающие обстановки горизонтального сжатия и сдвига характерны преимущественно для новейших поднятий Северного Тянь-Шаня [7]. При этом геодинамический тип напряженного состояния на новейшем этапе закономерно изменяется от предгорий с режимом горизонтального растяжения к режимам горизонтального сжатия и сдвига в горной части [6]. Предположительно режим горизонтального растяжения в областях близких к Чуйской впадине обусловлен их близостью к предгорьям. Мы полагаем, что преобладающие в Кочкорской впадине обстановки горизонтального сжатия и сдвига больше соответствуют режиму горной части, вследствие расположения вблизи осевой части складчатой системы Северного Тянь-Шаня и полноценного вовлечения в процесс развития орогенных поднятий. Это обстоятельство является существенным различием напряженно-деформированного состояния небольших межгорных впадин, с одной стороны, и крупных предгорных прогибов с иными характеристиками земной коры, с другой стороны.

Авторы искренне благодарны А.К. Рыбину и С.И. Кузикову за помощь в организации полевых работ. Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ 15-05-06857-а и 15-05-10138-к.

Литература

1. Корженков А.М. Морфоструктуры и сейсмичность Кочкорской впадины и её горного обрамления (Северный Тянь-Шань) // Изв. НАН КР. 1999. № 3-4. С. 33–39.
2. Кузиков С.И. Методические задачи и проблемы точности GPS-наблюдений (на примере Бишкекского геодинамического полигона) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 55–69.
3. Омуралиева А., Омуралиев М., Джумабаева А. Локальная скоростная 3D неоднородность зоны Южно-Кочкорского разлома, её сейсмичность и Кочкорское землетрясение Тянь-Шаня 2006 г. // Изв. НАН КР. 2009. № 2. С. 32–46.

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.: Изд. Наука. 2007. 406 с.

6. *Ребецкий Ю.Л.* Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. Вып. 4. С. 437–466.

7. *Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.А., Кузиков С.И., Маринин А.В.* Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. № 3. С. 496–520.

8. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе, 1986. 314 с.

П.С. Мартышко¹

Построение схем структурно-тектонического районирования приарктической части Урала и сопредельных территорий по комплексу геофизических полей

Геолого-геофизические модели глубинного строения земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы) являются итоговым результатом комплексной интерпретации всех имеющихся данных. При этом одним из основных индикаторов корректной реализации методики комплексирования геофизических полей служит плотность. Именно в ней наиболее полно отражаются петрофизические особенности неоднородного строения и литологического состава горных пород.

Известно, что в гравитационном поле наиболее четко проявляются аномалии от неоднородностей верхней части геологического разреза до глубины 10–15 км. Однако данные сейсмических зондирований убедительно свидетельствуют о неоднородном распределении скорости не только в земной коре, но и в подстилающих её верхах мантии. И вполне вероятным плотностным аналогом скоростной модели глубинных структур будет компенсационная модель, когда аномалии гравитационного поля от неоднородных слоёв на разных глубинах будут частично

¹ Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

(или полностью) скомпенсированы. Прозрачна и сама идея совмещения методов сейсмического и гравитационного моделирования. Первые позволяют на разных базах построить модель глубинного строения литосферы до некоторого заданного уровня; вторые – увязать модельную плотность с аномалиями наблюдаемого гравитационного поля. Совместная интерпретация полей ведется в рамках эмпирических ограничений. Корреляционная зависимость между скоростью распространения продольных волн в неоднородной среде и плотностью пород различного вещественного состава предполагает ожидаемый результат решения задачи сейсмоплотностного моделирования: в аномальных полях различной природы и информативности выявить морфоподобные структуры и обеспечить соответствие расчетных скоростных и плотностных параметров на разноглубинных срезах.

Информационную базу 3D-плотностной модели исследуемой территории составляют карты площадных аномалий гравитационного поля и данные глубинных сейсмических исследований по опорным профилям ГСЗ и МОВЗ, глубинного МОВ–ОГТ и фрагментам протяженных геотраверсов. Территория исследования находится в пределах географических координат 60–68° с.ш., 48–72° в.д. и охватывает приарктическую часть сочленения важнейших геологических провинций России: северо-восточную окраину Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорскую плиту, северную часть Уральской складчатой системы и северо-западный сектор Западной Сибири. Современные представления о развитии Урала и его платформенного обрамления учитывались в рамках существующих структурных схем тектонического районирования отдельных геологических провинций [1–4]. Двумерные скоростные и, соответствующие им, плотностные разрезы по десяти сейсмическим профилям [5] формируют исходную базу данных трехмерной плотностной модели начального приближения (рис. 1). Недостающие данные по плотностям восполняются интерполированными значениями между пространственно увязанными разрезами.

Аномальные гравитационные эффекты вычисляются на уровне фонового поля «нормальной» модели. В качестве фоновой плотности «нормальной» модели плоского слоя принимается плотность, зависящая только от глубины. Такую плотность условно можно назвать «гидростатической», относительно нее вычисляется избыточная плотность аномальных масс на любой глубине.

Процесс построения плотностных моделей сводится к решению обратной задачи гравиметрии. Ее решение следует искать на практически содержательных множествах корректности, выбирая разумные модели начального приближения. Послойное распределение скорости в форма-

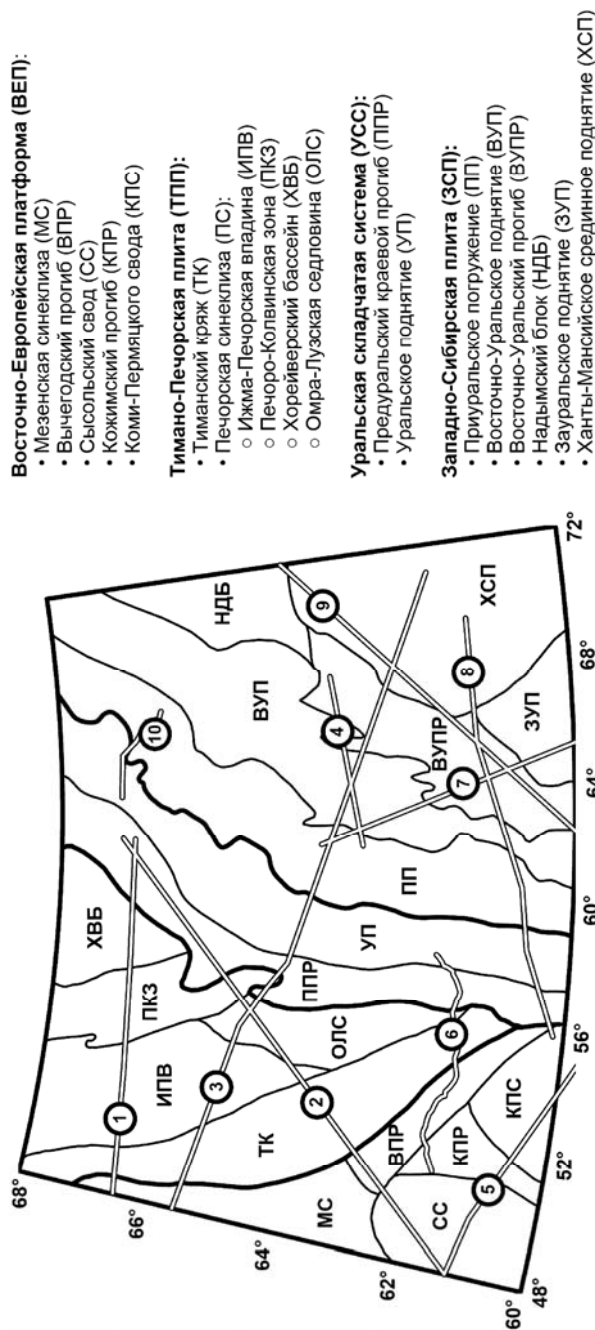


Рис. 1. Сводная схема тектонического районирования (составлена по фрагментам соответствующих карт Тиманского, Уральского и Сибирского регионов [1–4])

те сеточных функций (с учетом зависимости «плотность–скорость») идеально подходит для плотностной модели начального приближения, обеспечивая устойчивость обратной задачи гравиметрии в классе слабобединственных решений для моделей слоисто-неоднородных сред [6]. Устойчивый алгоритм послойной линейной инверсии реализован в классе двумерных корректирующих добавок с нулевым средним значением. Итеративная последовательная схема вычислений корректирующих добавок по горизонтальным слоям не только обеспечивает единственность решения обратной задачи гравиметрии, но и сохраняет геологическую содержательность исходной скоростной модели, построенной по сейсмогеологическим данным [7, 8].

Объемные модели верхней части литосферы (ВЧЛ), построенные по результатам интерпретации комплекса геофизических полей, позволили обеспечить математическое сопровождение глубинных геокартировочных работ сложно построенной геологической среды на разных иерархических уровнях ее организации. Представление выходного формата трехмерной плотностной модели в виде послойных сеточных функций дает возможность переходить к сканированию структурного рельефа вещественных комплексов земной коры по значениям параметра плотности в некотором диапазоне значений. Изоповерхности постоянной плотности формируют рельеф структурных поверхностей на различных глубинных срезах. На рис. 2 представлены схематические структурные карты изогипс рельефа кровли консолидированного фундамента и кровли верхней мантии, построенные по интервальным плотностям $(\sigma_{\min} \div \sigma_{\max}) = (2.72 \div 2.88) \text{ г/см}^3$ и кровле верхней мантии $(\sigma_{\min} \div \sigma_{\max}) = (3.24 \div 3.42) \text{ г/см}^3$.

Аномалии гравитационного поля, заданные на дневной поверхности, отражают информацию о плотностных неоднородностях по всей толще нижележащих слоев. Тектонические схемы не просматриваются в послойной модели распределения плотности. Интегральные плотностные параметры – массы столбцов единичной площади, вычисленные до некоторой глубины по послойным сеточным файлам трехмерного распределения плотности, отчетливо конфигурируют блочную модель кристаллической земной коры на разных глубинных срезах. Та же картина проявляется в аномальных полях литостатических нагрузок. Литостатические аномалии пропорциональны избыточной плотности, так что 3D-плотностная модель легко перестраивается в 3D-модель аномалий литостатического давления, путем последовательного суммирования послойных сеточных плотностных файлов до заданной глубины и перенормировкой интегральных масс в литостатическое давление вышележащих слоев. Распределение литостатических нагрузок на горизонталь-

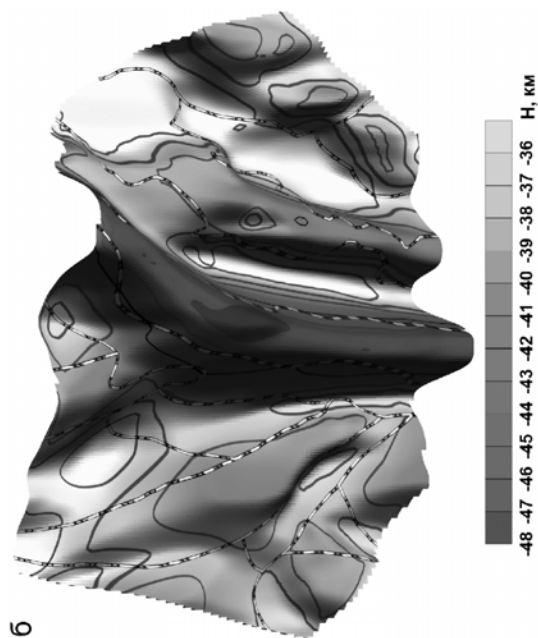
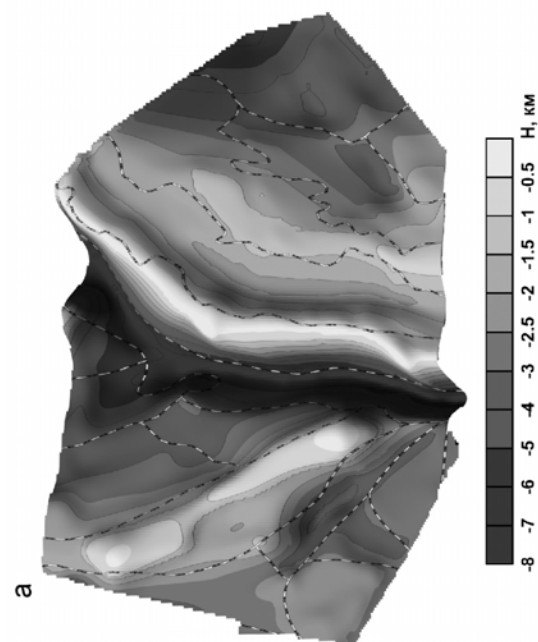


Рис. 2. Схемы рельефа основных поверхностей раздела литосферы, построенные по скоростным данным и уточненные по результатам гравитационного моделирования: изогипсы поверхности консолидированного фундамента (а); изогипсы кровли верхней мантии (б)

ных срезах неплохо соответствует схематической карте тектонического районирования, построенной по потенциальным полям на рис. 1. Предлагаемая методика и полученные нами «блочные схемы» распределения литостатических нагрузок по глубине использованы для разделения сеточной плотностной модели на разнопорядковые структурные элементы глубинного тектонического районирования.

Литература

1. *Соболев И.Д.* Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. М 1:2500 000 // Геология СССР. Т. XII. Приложение. М., 1968.
2. *Соболев И.Д., Автонеев С.В., Белковская Р.П., Петрова Т.Ю., Сюткина Р.А.* Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000 000, объяснительная записка. Свердловск, 1983. 168 с.
3. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 239 с.
4. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра. 1993. С. 85–90.
5. *Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В.* Опыт построения трехмерной сейсмоплотностной модели по скоростным разрезам ГСЗ // Уральский геофизический вестник. 2016. № 2 (28). С. 108–120.
6. *Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д.* О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 702–707.
7. *Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д.* Об устойчивых методах интерпретации данных гравиметрии // ДАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 725–728.
8. *Мартышко П.С., Ладовский И.В., Фёдорова Н.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г.* Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: УрО РАН, 2016. 94 с.

Тектоническое районирование и история формирования структур в мезозое восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба

Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП) является краевым прогибом Таймырской складчато-надвиговой раннекембрийской системы и протягивается вдоль нее на 1000 км, имея ширину в среднем 250 км. Южная часть ЕХРП наложена на опускание Сибирского кратона, а на севере он контактирует с Южно-Таймырской складчатой зоной. На востоке ЕХРП ограничен зоной сокращенной мощности мезозойских отложений Анабаро-Хатангской седловины. На западе прогиб раскрывается в Западно-Сибирскую мегасинеклизу.

В восточной части ЕХРП планомерные сейсмические работы выполнялись с 1972 г по 1987 г. В этот период были выполнены только единичные пересечения прогиба, а в основном проводились сейсмические работы на локальных участках. Тем не менее, удалось наметить основные структуры восточной части прогиба. Затем в проведении сейсморазведки наступил перерыв, продолжавшийся более четверти века.

В 2012–2017 гг. на востоке ЕХРП были выполнены региональные сейсморазведочные работы АО «Южморгеология».

В восточной части ЕХРП в осадочном чехле изучались два структурно-тектонических этажа: верхний – юрско-меловой этаж и нижний – палеозойский этаж. Рифейские отложения в центральной части прогиба изучены слабо вследствие их глубокого залегания. Вероятно, они образуют самостоятельный тектонический этаж.

Юрско-меловые породы отличаются большой мощностью – от 3–4 км на сводах валов до 5–7 км в прогибах. Разрез мезозоя сложен спокойно залегающими слоями, отчетливо выраженными на временных сейсмических разрезах. Хорошая сейсмическая запись слоев нарушается на Балахнинском валу, который осложнен многочисленными дизъюнктивами.

Палеозой в северной зоне изученной площади складчатый, является продолжением на юг складчатой системы Южного Таймыра. Но складки этой зоны более пологие, чем складки Таймыра. Здесь прогнозируется относительно полный разрез палеозоя.

Со стороны Сибирского кратона рифей-палеозойские отложения моноклинально погружаются в ЕХРП. Отложения рифея, кембрия и

¹ АО «Южморгеология», Геленджик, Россия

перми имеют большие мощности, в среднем по 1.5 км. Мощности отложений ордовика, силура, девона и карбона на южном склоне ЕХРП небольшие, вплоть до полного исчезновения из разреза.

Между юрско-меловым и палеозойским этапами развития была стадия тектонической активизации в поздней перми – раннем триасе. Во многих работах с использованием данных ГСЗ, материалов гравиметрии и магнитометрии обосновывалось существование в ЕХРП рифтовой зоны [1–3]. При интерпретации новых сейсмических данных в восточной части ЕХРП на сейсмических разрезах обнаружен результат этой стадии активизации, выраженный палео-грабеном, в котором накопилась мощная толща верхнепермских–триасовых отложений.

Подошва юрско-меловой поверхности является основной границей раздела между двумя структурно-тектоническими этажами и определяет современный тектонический план, поэтому эта структурная поверхность взята за основу для структурно-тектонической схемы верхнего юрско-мелового этажа. На составленной тектонической схеме выделяются основные структуры восточной части ЕХРП: Турку-Логатский прогиб, Балахнинский вал, Боганидско-Жданихинский прогиб (рисунок).

Севернее Балахнинского вала расположен небольшой Кубалахский вал, который в центре участка выглядит обособленной структурой, отделяясь от Балахнинского вала Таридским прогибом. На востоке Кубалахский вал полностью соединяется с Балахнинским валом, образуя его широкое северо-западное крыло, осложненное мелкой складчатостью и разломами.

Прослеживание по площади разломов показало, что разломы 2, 4, 7 расположены близко к контурам прогибов и валов и параллельно им. Это обстоятельство послужило основанием для вывода о том, что разломы имеют структурообразующее значение, так как они возникли раньше, чем позднемезозойские валы и прогибы. На западе участка разломы представляют собой сбросы. А в центре северо-западное крыло Балахнинского вала, представленное редуцированным фрагментом Кубалахского вала, по взбросо-надвигам надвинуто на палеозойское основание Турку-Логатского прогиба.

Изучение мощностей отложений позволило реконструировать развитие структур участка в мезозое.

В ранней и средней юре дифференциации участка на валы и прогибы не было. Существовал единый прогиб с большими мощностями ниже-среднеюрских отложений в его осевой части.

В поздней юре, в результате инверсии, произошло образование Балахнинского вала. По обе стороны вала возникли два разобщенных прогиба: на севере – Турку-Логатский прогиб, на юге – Боганидско-Жданихинский прогиб. В современном тектоническом плане Турку-Логат-

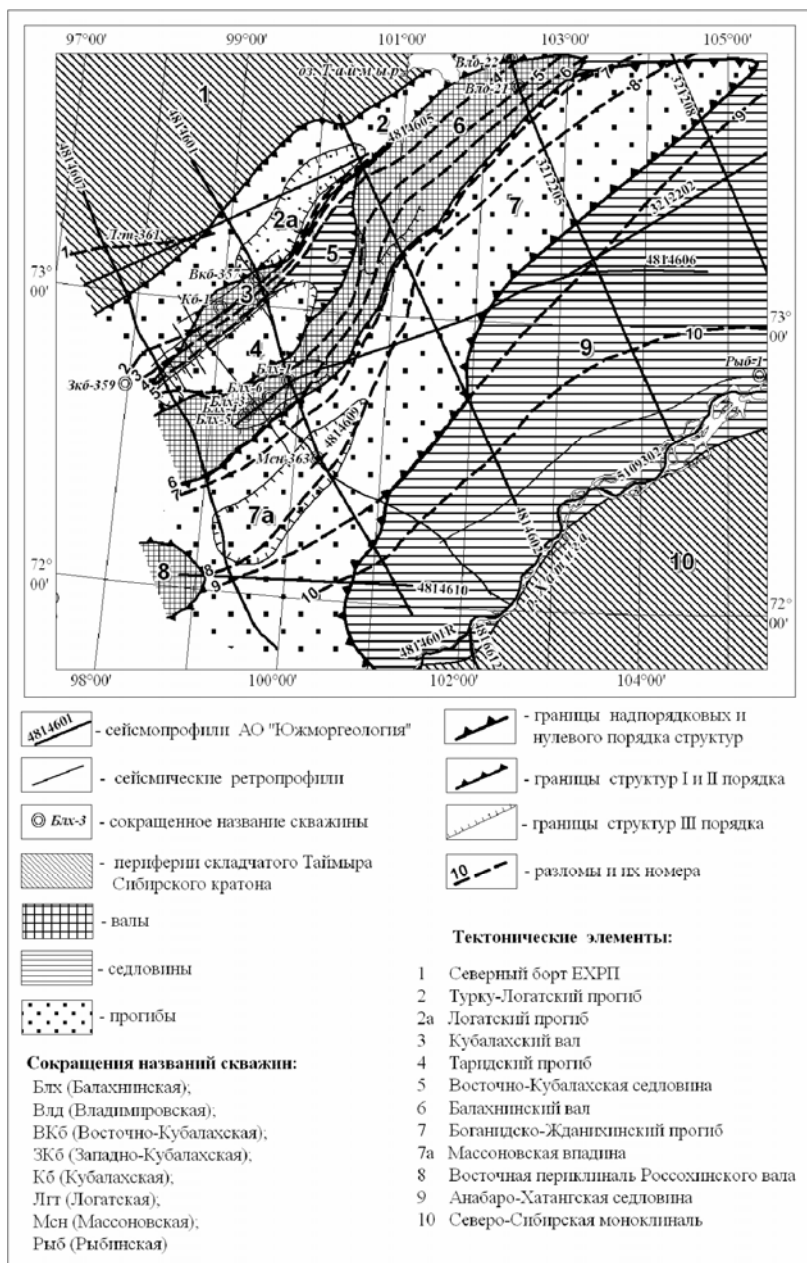


Рис. 1. Тектоническая схема юрско-мелового структурного этапа восточной части ЕХРП

ский прогиб значительно меньше, чем Боганидско-Жданихинский прогиб. Но в поздней юре основное прогибание было в пределах Турку-Логатского прогиба. Здесь накопилось до 1200 м верхнеюрских отложений, а в Боганидско-Жданихинском прогибе – всего лишь до 600 м верхнеюрских отложений. Об активном развитии и относительной глубоководности Турку-Логатского бассейна свидетельствуют позднелюрские клиноформы.

В неокме раннего мела ситуация изменилась и осадконакопление происходило, преимущественно, в Боганидско-Жданихинском прогибе, где накопилось до 2000 м отложений, а в Турку-Логатском прогибе – до 600 м. Формирование клиноформ в неокме также переместилось в Боганидско-Жданихинский прогиб.

Продолжался рост Балахнинского вала, на отдельных участках свода которого отложения верхней юры и нижнего мела частично размыты.

Таким образом, прослежены стадии геотектонического развития востока ЕХРП в юрско-меловое время – от простой формы единого прогиба к возникновению дифференцированной структуры и ее дальнейшей трансформации.

Литература

1. *Афанасенков А.П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М.* Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // *Геофизика*. 2017. № 2. С. 60–71.
2. *Богданов Н.А., Хаин В.Е. и др.* Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых, и севера Сибири (масштаб 1: 2 500 000). М., 1998. 127 с.
3. *Хаин В.Е., Соколов Б.А.* Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли // *Советская геология*. 1984. № 7. С. 49–60.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Азимов П.Я., Слабунов А.И., Степанова А.В., Бабарина И.И., Серебряков Н.С.</i> Высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: корни раннедокембрийских орогенов	3
<i>Аронова Т.И., Сероглазов Р.Р., Аронов В.А., Ацута О.Н., Аронов Г.А.</i> Сейсмогенерирующие зоны западной части Восточно-Европейской платформы	6
<i>Артюшков Е.В., Кориковский С.П., Массон Х.-Й., Чехович П.А.</i> Природа плиоцен-четвертичных поднятий земной коры на докембрийских кратонах	11
<i>Артюшков Е.В., Чехович П.А.</i> Хребет Ломоносова – погруженная часть Евразийского шельфа	14
<i>Архипова Е.В., Жигалин А.Д.</i> Системное взаимодействие оболочек литосферы Тихоокеанского активного пояса	18
<i>Астафьев Д.А.</i> Иерархия тектонической делимости и масштабности геодинамических процессов в коромантийной оболочке Земли	23
<i>Астафьев Д.А.</i> Осадочные и нефтегазоносные бассейны Земли в системе глобальных коромантийных структур и геодинамических процессов	27
<i>Астафьев Д.А.</i> Результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных по обоснованию строения и формирования главных геологических структур Земли	32
<i>Аухатов Я.Г.</i> Геодинамические условия возникновения областей опускания некомпенсированного типа на платформах и их минерагенические особенности	37
<i>Аухатов Я.Г.</i> Выделение клинодислокации Волго-Уральской области	41
<i>Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н.</i> Некоторые аспекты геодинамики области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы	43
<i>Барышев А.Н.</i> Геодинамические и тектонические основы минерагении: системный анализ их иерархической структуры и функциональных связей	47

<i>Барышев А.Н., Хачатрян Г.К.</i> Алмазообразование в связи с конвективной геодинамикой, формирующей фундамент платформ	52
<i>Баскакова Г.В., Никишин А.М.</i> Особенности строения района Керченско-Таманской зоны на основе палеореконструкции регионального разреза	57
<i>Божко Н.А.</i> О некоторых вопросах суперконтинентальной тектоники	60
<i>Бочкарев В.С., Монастырев Б.В., Нестеров И.И. (мл.), Огнев Д.А.</i> Диагональная сдвиговая система Западно-Сибирской геосинеклизы	64
<i>Бочкарев В.С.</i> Индукционная геодинамика Западно-Сибирской геосинеклизы	68
<i>Буслов М.М.</i> Тектоническое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса: позднедокембрийско-палеозойская зона сочленения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит .	72
<i>Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н.</i> Кайнозойская структура Центральной Азии и ее отражение в гравитационном поле	77
<i>Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И.</i> Два этапа седиментации и геодинамическая природа бассейнов на юго-западной окраине Чукотского микроконтинента в познеюрско-раннемеловое время	80
<i>Вахнин М.Г.</i> Геодинамические условия формирования залежей углеводородов на севере Тимано-Печорской провинции	82
<i>Веселовский Р.В., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Цельмович В.А., Фетисова А.М., Кулакова Е.П., Есенков А.А., Степанова А.В.</i> Новый «ключевой» ~1.8 Ga палеомагнитный полюс Фенноскандии	85
<i>Виноградов А.М., Малышев А.И.</i> Интерпретация структуры геополей Южно-Уральского пересечения Урало-Оманской ступени геопотенциала	88
<i>Водовозов В.Ю., Зверев А.Р., Филёв Е.А., Чистякова А.В.</i> Палеомагнетизм раннепротерозойских гранитов кодарского комплекса юга Сибирского кратона: ключевое палеомагнитное определение	92
<i>Войнова И.П., Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К.</i> Якчинская кремнисто-вулканогенная толща юрской аккреционной призмьы Центрального Сихотэ-Алиня	

(стратиграфия, петрогеохимия, геодинамические ретроспекции)	96
<i>Волков А.В., Сидоров А.А., Галямов А.Л.</i> Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации Северо-Востока России	101
<i>Генералова Л.В., Степанов В.Б., Билык Н.Т., Гнилко О.М.</i> Реконструкция геодинамических обстановок мезозойских офиолитов Трансильванско-Мурешского палеокеану (Внутренние Украинские Карпаты)	104
<i>Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.</i> Новейшая коллизионная геодинамика и сейсмичность Большого Кавказа и приграничного Закавказья	109
<i>Голионко Б.Г.</i> Некоторые особенности строения южной части суванякского метаморфического комплекса (Южный Урал) . .	113
<i>Голозубов В.В., Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Касаткин С.А.</i> Переход от субдукции к скольжениям литосферных плит (на примере Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса): структурно-геологические, петрологические и изотопно-геохимические аспекты	118
<i>Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Мурашов К.Ю., Павлович Г.Д., Тимашиков А.Н.</i> Происхождение рудных районов в краевой части Сибирской платформы	120
<i>Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.</i> Особенности строения зоны передовых складок Южного Урала	125
<i>Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф., Килипко В.А., Сироткина О.Н., Межеловский И.Н.</i> Алтаеаяно-Приамурский регион России: сравнительный тектонический (геодинамический) анализ тектонических единиц	131
<i>Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б.</i> Мелководные и глубоко-водные отложения карбона Новосибирских островов: реконструкция позднепалеозойской окраины Сибирского палеоконтинента	135
<i>Дворова А.В., Буртман В.С.</i> Палеомагнетизм девонских пород Казахстанского и Таримского террейнов и положение этих микроконтинентов на палеотектонических реконструкциях	138
<i>Дербеко И.М.</i> Магматизм, как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса	142

<i>Десятов Д.О., Пушкарев П.Ю., Стафеев А.Н., Яковлев А.Г., Кулибаба А.С. Модель глубинного строения Юго-Западного Крыма по геоэлектрическим данным</i>	146
<i>Диденко А.Н., Каплун В.Б., Носырев М.Ю., Бронников А.К. Глубинное строение Сихотэ-Алиня и прилегающих тер- риторий по данным магнитотеллурического зондирования и спектрального анализа аномального магнитного поля</i>	151
<i>Дронов А.В. Использование следов жизнедеятельности древних организмов при палеогеографических и палео- тектонических построениях</i>	155
<i>Егоров А.С. Тектоническое районирование российской Арктики и смежных регионов с учетом особенностей глубинного строения земной коры и возраста складчатости . .</i>	158
<i>Езимова Ю.Е., Удоратин В.В. Особенности глубинного строения Припечорской системы разломов</i>	162
<i>Ермаков В.А. Актуальные проблемы геодинамики островных дуг</i>	167
<i>Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Худoley А.К., Белякова Р.В. Состав, строение и возраст домезозойских комплексов архипелага Земля Франца Иосифа на основе детального изучения галек из нижне- юрских конгломератов</i>	173
<i>Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Федосеев Г.С., Гиллести Дж., Котляров А.В., Жигалов С.В., Глорие С., Де Граве Й. Колывань-Томская складчатая зона, вещественный состав и возраст геологических комплексов</i>	177
<i>Жиров Д.В. Новый тип структурной упорядоченности разрывной тектоники в Ковдорском карбонатит- фоскоритовом массиве (СВ Фенноскандинавского щита)</i>	181
<i>Жуков Н.Н., Никишин А.М., Петров Е.И. Новые данные о геологическом строении котловины Подводников и шельфа Восточно-Сибирского моря</i>	186
<i>Загоровский Ю.А. Роль постсеноманских тектонических дви- жений и газового вулканизма в образовании и размещении залегей углеводородов на севере Западной Сибири</i>	190
<i>Захаров В.Г. Режим дрейфа крупных антарктических айс- бергов при резонансе лунно-солнечных приливов и волны циклонической деятельности 1988–1989 гг.</i>	194

<i>Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П.</i>	
Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра по геологическим данным и результатам компьютерного моделирования	202
<i>Здроква М.С., Владимиров В.Г.</i> Эксгумация высокобарических пород Чарского офиолитового пояса (Восточный Казахстан) .	206
<i>Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.</i> О тектонической активности поверхности Земли в некоторые докислородные периоды её существования	209
<i>Зинчук Н.Н.</i> О некоторых аспектах палеотектонического развития и проявлений кимберлитового магматизма на Восточно-Европейской платформе	214
<i>Злобина Т.М., Петров В.А., Мурашов К.Ю., Котов А.А.</i> Модель формирования структуры Ирокиндинского золоторудного узла (С. Бурятия)	218
<i>Ибламинов Р.Г.</i> Минерагеодинамика тектонических режимов континентов (на примере мезокайнозоя Русской плиты)	223
<i>Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Вишевская И.А.</i> Континентальные обстановки формирования пород шурмакской свиты кембрия Агардагской зоны Сангиленского блока	227
<i>Ильченко В.Л., Сенчина Н.П.</i> Волновые признаки развития систем тектонических нарушений вокруг структур центрального типа в вариациях форм рельефа и геохимических данных	230
<i>Ильченко В.Л.</i> Тектоническое расслоение земной корово-мантийной оболочки как колебательной системы, возбуждаемой лунной гравитацией (устранение некоторых мнимых противоречий с фундаментальными основами)	235
<i>Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельникова В.И.</i> Сейсмогеодинамический анализ новейших структур северо-восточного сектора Арктики	239
<i>Казанцева Т.Т.</i> К сравнительному анализу геодинамики Южного Урала и Северного Кавказа	243
<i>Калинин М.А., Худолей А.К., Малышев С.В., Казакова Г.Г.</i> Деформационные процессы и палеогеография западного сегмента Южного Верхоянья в предсреднерифейское и предвендское время	248

<i>Камзолкин В.А., Сомин М.Л., Латышев А.В., Видяпин Ю.П., Иванов С.Д.</i> Об открытии поздневендского фундамента в пределах Блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Большого Кавказа и предпосылках выделения Армовского тектонического покрова	251
<i>Карякин Ю.В., Соколов С.Ю.</i> Оценка возраста полосовых магнитных аномалий территории архипелага Земля Франца-Иосифа по геологическим данным	256
<i>Кириллова Г.Л.</i> Событийный анализ как основа реконструкции геодинамических обстановок в меловом периоде (Дальний Восток России)	262
<i>Кирилюк В.П.</i> Щиты древних платформ как самостоятельные структурные элементы земной коры	266
<i>Кирилюк В.П.</i> Об особенностях тектоники и эволюции щитов древних платформ (на примере фундамента Украинского щита)	270
<i>Коваленко Д.В.</i> Палеомагнетизм фанерозойских геологических комплексов Монголии и Тувы	275
<i>Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В.</i> Геодинамическая обстановка формирования поли- и монометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса (Центрально-Азиатский складчатый пояс)	277
<i>Козаков И.К., Азимов П.Я., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В.</i> Эдиокарский метаморфический пояс повышенного давления в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса	281
<i>Коковкин А.А.</i> Знакопеременный сдвиг в окраинно-континентальной структуре Востока Азии	284
<i>Коковкин А.А.</i> Парадоксы голоцена и роль неоплейстоценового рубежа в развитии Земли	287
<i>Колодяжный С.Ю., Балувев А.С., Зыков Д.С., Левин С.А.</i> Строение и особенности кинематического развития Беломорско-Двинской зоны сдвига и Пинежского геодинамического узла	292
<i>Кондратьев М.Н., Смирнов В.Н.</i> Численное моделирование напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры северной части Охотской микроплиты	297

<i>Копп М.Л.</i> Явление гравитационного коллапса антеклиз Русской плиты и проблема неотектоники пассивных континентальных окраин	300
<i>Кораго Е.А., Ковалёва Г.Н., Соболев Н.Н.</i> Лито-стратиграфические профили – необходимый инструмент для объективного геодинамического анализа складчатых структур (на примере Новой Земли)	307
<i>Корнеев А.А., Любаев Р.Р.</i> Влияние Рассохинского мегавала на формирование клиноформного комплекса в Енисей-Хатангском региональном прогибе	312
<i>Костровицкий С.И., Яковлев Д.А.</i> Линейный тектонический контроль кимберлитового вулканизма	317
<i>Косько М.К., Алексеева А.К., Турова Е.С., Хохлова Ю.Н.</i> Западная область Лаптевского седиментационного бассейна – новые данные и традиционные проблемы	320
<i>Кохан А.В., Дубинин Е.П.</i> Строение и эволюция литосферы центрального сектора южной части Индийского океана	326
<i>Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Попков В.И., Дементьева И.Е.</i> Сейсмический фактор в образовании горных котловин п-ова Абрау (Северо-Западный Кавказ)	330
<i>Крук Н.Н., Ханчук А.И., Александров И.А., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Руднев С.Н., Семенова Д.В., Гаврюшкина О.А.</i> Природа, состав и особенности палеозойской тектоно-термальной эволюции геологических комплексов Сергеевского террейна (Южное Приморье): новые данные и нерешенные проблемы	335
<i>Кузин А.М.</i> О закономерности в смене фазового состава флюида в геологических процессах	340
<i>Кузин А.М.</i> Флюидно-тектоническая зональность в земной коре по данным сейсмических наблюдений	344
<i>Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В.</i> Верхнее возрастное ограничение этапа структурного совмещения Башкирского поднятия и Таганайско-Белорецкой тектонической единицы (Башкирский антиклинорий, запад Южного Урала)	348
<i>Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К.</i> Центральнo-Таймырский складчатый пояс в докембрии: пассивная окраина Сибирского палеоконтинента в мезопротерозое, активная окраина в неопротерозое	352

<i>Кулаковский А.Л.</i> Закономерности и парадоксы структурообразования на месторождениях гидротермально-метасоматических руд	357
<i>Куликов В.С., Куликова В.В.</i> О геодинамике палеопротерозойского сумийского рифтогенеза на разных типах докембрийской коры в сравнении с современными процессами	362
<i>Куликова В.В., Куликов В.С.</i> Геологическая Кенозерская кольцевая «космическая» структура на границе Фенноскандии и Русской равнины и ее тектонические особенности .	366
<i>Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г.</i> Типизация и деформационные условия формирования кайнозойских структурно-морфологических ансамблей Тянь-Шаня	371
<i>Латышева И.В., Гаврилов Ю.О.</i> Особенности постседиментационных преобразований ниже- и среднеюрских терригенных пород в долине р. Ардон (северный склон Большого Кавказа, Северная Осетия)	376
<i>Леднева Г.В., Базылев Б.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Ишиватари А., Кузьмин Д.В., Беляцкий Б.В.</i> Мезозойские офиолиты бассейна р. Матачингай (восточная Чукотка): геодинамическая интерпретация данных петрологии и изотопной геохимии, региональные корреляции	380
<i>Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д.</i> Сценарий развития южной провинции плато Кергелен и бассейна Принцессы Елизаветы (физическое моделирование)	384
<i>Леонов М.Г.</i> Актуальные задачи тектоники и структурной геологии в XXI веке	388
<i>Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Федерягина Е.Н., Прошенкин А.И., Вишневский А.В., Иванов А.В.</i> Проблема диагностики продуктов щелочного вулканизма в осадочной летописи Сибирской платформы	393
<i>Лубнина Н.В., Слабунов А.И.</i> Карельский кратон в структуре неоархейского суперконтинента Кенорленд по палеомагнитным и геохронологическим данным	397
<i>Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В.</i> Глубинная геодинамика Восточно-Европейской платформы и ее отражение в новейших геодинамических системах	401
<i>Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В.</i> Новейшие глубинные деформации земной коры Восточно-Европейской платформы	405

<i>Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Гордеев Н.А.</i>	
Реконструкция палеонапряженного состояния в пределах Кочкорской впадины (Северный Тянь-Шань)	409
<i>Мартышко П.С.</i> Построение схем структурно-тектонического районирования приарктической части Урала и сопредель- ных территорий по комплексу геофизических полей	413
<i>Мейснер Л.Б., Лыгин В.А.</i> Тектоническое районирование и история формирования структур в мезозое восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба	419

Научное издание

**ПРОБЛЕМЫ
ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ**

Материалы L Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 10.01.2018
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Печать офсетная. Уч.-изд. 27,0 пл. Тираж 250 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.