



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

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

Том II

МОСКВА
2018

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ



Материалы 50 (L) тектонического совещания. Том II. 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 2

Москва
ГЕОС
2018

УДК 549.903.55 (1)
ББК 26.323
Т 67

**Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии.
Том 2. 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: Восточный Таймыр, берег р. Ключевка, деформированный ордовикский терригенный разрез (фото А.Н. Ларионова).

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2018
© ГЕОС, 2018

К вопросу о наличии морского мэотиса в Армении в контексте неотектонических вертикальных подвижек

Рубеж мэотиса и сармата Восточного Паратетиса, датированный от 9.26 до 9.36 МА по трековому методу [21, 22] или 9.6 МА по палеомагнитным данным [13], знаменуется относительно маломощной (+30–40 м) раннемэотической трансгрессией [14], когда полностью замкнутый позднесарматский бассейн через юго-восточные и юго-западные проливы соединился с открытыми водами Мирового океана. Однако эта связь носила частично затрудненный, эпизодический характер. Данный рубеж для центральных сегментов Альпийско-Гималайского орогенического пояса соответствует началу третьей неотектонической (позднемиоцен-раннеплиоценовой) фазы первой стадии новейших горообразовательных деформаций [20], или первому миоплиоценовому (конец миоцена – ранний плиоцен) подэтапу неотектонического этапа развития поднятий Кавказского сегмента, когда амплитуда поднятий для Малого Кавказа составляла 0.8–1 км [5]. Мэотический регион Восточного Паратетиса принято подразделять по морской фауне беспозвоночных на 2 региоподъяруса: нижний, или багеровский и верхний, или акманийский. Багеровский бассейн характеризовался миксомезогалинными полуморскими условиями с соленостью 5–8 ‰, с руководящей фауной пелиципод *Dosinia maeotica*, *Polititapes (Paphia) abichi*, *Ervilla pusilla* и т.д., фораминифер *Quinqueloculina gracilis*, *Articulina tenella maeotica*, *Hauerina subbotinae*, *Miliolina gidjakensis*, *Nonion miocenicus*, *Elphidium macellum* и т.д., а также гастропод *Alvania montana*, *Skeaea tenuis*, *Rissoa ventricosa*, *Spiratella* sp и т.д., остракод *Leptocythere crebra*, *L.gerke*, *L.maeotica*, *X. ovata*, *X. alizadei*, *X.gracilis*, *Laxoconcha rimopora* и т.д. [6, 11, 12, 15, 16, 18, 19].

Верхний акманийский подъярус мэотис (прибл. 8.2–7 млн лет) характеризуется солонотоводной конгериевой фауной пелиципод *Congerina ranticapraea*, *C.beregovi* и т.д. с редкими представителями морской фауны [12, 16, 18]. В пределах Закавказья мэотические полуморские и солонотоводные образования с вышеуказанной фауной известны из Рионской впадины, Абхазии, Мегрелии, Гурии и частично Имеретии, Апшеронского, Прикаспийско-Кубанского, а также из Шемахо-Кобыстанского района Азербайджана, где они залегают на высотных отметках не более 800 м. Однако на территории Армении и в прилегающих областях

¹ Институт геологических наук, НАН, Армения, hmelik-adamyan@mail.ru

восточной Грузии, западного Азербайджана, Республики Арцах (Нагорно-Карабахская республика) и Нахичеванской автономной области Азербайджана они отсутствуют [2, 7, 11, 18].

Важно отметить, что относительный геологический возраст мембранопоровых мшанковых биогермов *Membranipora kirschenensis* на гипсометрических отметках 2000–2010 м в юго-восточной части о.Севан (арцвакарская свита), ранее датированных верхней частью верхнего сармата [10] или нижним мэотисом [17], передатированы средней частью бессарабского региоподъяруса среднего сармата [8]. Другой разрез с якобы малорослой фауной конгерей *Congerina panticapaea* и т.п., характерной для верхнего мэотиса из известковисто-ракушечных отложений бассейна р.Раздан, в окрестностях г.Раздан на гипсометрических отметках 1780–1870 м, на основании новых палеонтологических определений П.М.Асланяна, передатирован в рамках верхнеконских веселанских слоев в диапазоне от 13.2–13 млн лет [1, 7].

Молласовые отложения октемберянской (армавирской) свиты в 60–70 км западнее г.Еревана, которые датировались мэотис-понтон [17] на основании руководящей фауны моллюсков и фораминифер из кернового материала, передатирован рамками чокрак-нижнего карагана в интервале 15.4–14.3 млн лет [9]. Таким образом, наличие морских и солонотоводных осадочных отложений мэотиса на территории Армении не подтверждается.

Наличие континентальных отложений мэотического региояруса устанавливается находкой коренного зуба трехпалой лошади, средиземноморского гиппариона *Gremhipparion (Hipparion) mediterraneum Roth. et Wagner, 1985* (определение Л.К. Габуния) из скважины района с.Карчахпюр восточного побережья оз.Севана, на глубине 369–376 м (абсолютные отметки 1596–1589 м), которая датируется биозоной MN-11 и соответствует самой ранней стадии туролийского фаунистического комплекса (первая половина мэотиса) в диапазоне от 8.7 до 7.8 млн лет [3, 4, 7, 23].

Таким образом, полностью опровергается укоренившееся в литературе мнение Ю.В. Саядяна [17] о том, что “на территории Армении в мэотисе в результате активизации тектонических поднятий от Понто-Каспийского морского бассейна отделился обширный солонотоводный озерный водоем, возможно имеющий связь через проливы с морем... Поверхность акватория этих озер должна была находиться на уровне моря, а прибрежная суша не могла превысить несколько сотен метров (200–500 м)”.

Как было показано ранее, первая фаза орогенного тектоногенеза на территории Армении в целом началась даже не с позднего сармата, как

считалось ранее, а еще раньше, на рубеже 11.4–11.5 млн лет среднего сармата [8]. Следовательно, в мэотисе на территории Армении уже существовал низкогорный рельеф с высотными отметками в 200–300 м, что исключает возможность существования солонотоводных озер мэотиса на уровне моря.

Отсутствие морского и полуморского мэотиса в близлежащих к Армении территориях Грузии и Азербайджана на гипсометрически более низких отметках, а также слабый размах ранне-мэотической трансгрессии также подтверждают данное утверждение. Таким образом, переломной тектонической фазой, когда резко усилились восходящие тектонические движения и на территории Армении установились континентальные условия осадконакопления, вопреки прежнему представлению, является не мэотис-понтическая [17], а средне-познесарматская фаза.

Литература

1. Асланян П.М. Конские моллюски близ г.Раздан // Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле. 1971. № 4. С. 3–13.
2. Будагов Б.А., Михайлов А.А. Развитие и формирование ландшафтов юго-восточного Кавказа в связи с новейшей тектоникой. Баку: Элм, 1985. 175 с.
3. Вангенгейм Э.А., Певзнер М.Л., Габуния Л.К. Корреляция позднекайнозойских отложений Палеоарктики по млекопитающим. М.: Наука, 1989, С. 220–227. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 431).
4. Вангенгейм Э.А., Певзнер М.Л. Корреляция опорных местонахождений млекопитающих миоцена северной Евразии с магнитохронологической шкалой // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 118–127.
5. Геология Азербайджана. Т. IV. Тектоника. Баку: Нафта Пресс, 2005, 506 с.
6. Гончарова И.А., Ростовцева Ю.В., Ильина Л.Б. К вопросу об объеме нижнего мэотиса и возрасте митридатских слоев Восточного Паратетиса // Мат. Всеросс. совещания “Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии”. М.: ГЕОС, 2009. С. 47–53.
7. Мелик-Адамян Г.У. Детализация и уточнение стратиграфической схемы среднего и верхнего миоцена (тархан–понт) центральной Армении. Заключительный отчет 2005–2009 гг. Ереван: фонды ИГН, НАН РА, 2009. 85 с.
8. Мелик-Адамян Г.У. Начальные стадии позднеорогенного тектогенеза Армении в свете современных биостратиграфических представлений // Мат. XLVIII тектонического совещания “Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ” Т. 2. М.: ГЕОС, 2016. С. 7–11.

9. Мелик-Адамян Г.У., Каграманов Ю.Р., Мелик-Адамян Т.Г. К вопросу о возрасте и палеогеографических условиях формирования октемберянской газоносной свиты Армении. Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2016. Вып. 66. С. 86–90.
10. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
11. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 207 с.
12. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 3–26.
13. Певзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А. Положение понта Восточного Паратетиса в магнито-хронологической шкале // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 72–81.
14. Попов С.В., Засторжнов А.С. Трансгрессивно-регрессивная цикличность в истории развития кайнозойских бассейнов Восточного Паратетиса // Материалы совещания “Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты”. М.: ПИН РАН, 2007. С.60–70.
15. Рознева Т.Р. Особенности развития и расселения остракод в позд-непалеогеновых и неогеновых бассейнах юга СССР и связь их с этапами развития Восточного Паратетиса. Геологическое строение Туркменистана. Ашхабад: БЛБИ, 1987. С. 27–68.
16. Рокиа В.Х. Моллюски мзотиса северо-западного Причерноморья. Кишинев: Штиница, 1973. 283 с.
17. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн, 2009. 356 с.
18. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. 420 с.
19. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2. М.: Недра, 1986. 442 с.
20. Трифонов В.Г. Неотектоника. Дубна, 2016. 310 с.
21. Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзай С.С. К геохронологии мзотиса и понта Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 1. С. 178–181.
22. Чумаков И.С. Радиометрическая школа для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68–75.
23. Geology and Paleontology of the Miocene Sinap Formation. Turkey / Ed. by M.Fortelius et al. New York: Columbia University Press, 2003. P. 409.

Некоторые пресноводные пелициподы неоплейстоцена Армении как индикаторы неотектонических восходящих движений

Определение амплитуд, скоростей и времени воздымания рельефа является одной из самых важных и сложных проблем современной геодинамики. В этом плане пресноводные моллюски, в отличие от морских, которые изначально четко приурочены максимум к нулевой изобате, в силу большой гипсометрической вариабельности несравненно менее пригодны для решения данной проблемы. Однако в некоторых случаях они также могут служить своего рода палеотектоническими реперами.

Одной из немногих групп пелиципод, проявляющих определенную вертикальную зональность, является семейство *Unionidae Raf., 1820*, все рецентные представители которого в высокогорных районах планеты (свыше 1000 м), полностью отсутствуют [10]. По литературным данным, ископаемые *Unionidae* плиоцен-квартера Армении известны всего из 3 местонахождений неоплейстоцена южной части г. Еревана.

1) Участок между юго-западной окраиной г.Еревана в районе аэропорта Эребуни и северо-восточной окраиной села Норабад (Енгиджа) на гипсометрических отметках 860–870 м. Здесь из костеносных средне-мелкозернистых серых песков во время эксплуатации песчаного карьера, наряду с богатым комплексом пресноводных гастропод и пелиципод, И.В.Даниловским определены также *Unio sp.* Данные фауно-содержащие пески перекрываются маломощными галечными образованиями (Чарбахская терраса) и подстилаются светло-серыми диатомитовыми глинами [8].

2) В юго-западной части г.Еревана, в серых гравелистых песках 22–25-метровой чарбахской террасы, на гипсометрических отметках 870–880 м, А.Т. Асланяном была собрана богатая коллекция унионид, определенных затем известным малакологом Н.Н. Акрамовским как мингрельская перловица *Unio mingrelicus Drouet, 1881* [1]. К настоящему времени этот вид встречается в речках западной Грузии (Колхидская низменность) на гипсометрических отметках не более 200–250 м [6].

3) На юго-западной окраине г.Еревана (ныне административный округ Неркин Чарбах) весной 1964 г. известным малакологом П.М. Асланяном [2] описан разрез, вскрытый вследствие земляных работ на месте строящихся станций аэрации и асфальтового завода. Здесь, на глубине

¹ Институт геологических наук, НАН, Армения, hmelik-adamyan@mail.ru

55–60 м от бровки разреза, на абсолютных гипсометрических отметках 830–840 м из прослоев ракушечника, диатомитовых глин и светло-серых мелкозернистых песков обнаружено около 20 экз. толстостенных раковин обыкновенной перловицы *Unio picctorum* Linneus, 1758 и клиновидной, или вздутой перловицы *Unio tumidus* Phil in. Rets 1788. Эти фаунистические слои также перекрываются мощным 25–30-метровым горизонтом галечников третьей Чарбахской террасы р.Раздан [2, 5]. Биостратиграфический диапазон этих форм очень широк: они известны с конца среднего акчагыла (морозовский, или аккумуляевский, или султанавский, комплекс) по настоящее время [13].

Вышеуказанные 3 вида имеют очень широкое современное географическое распространение: от Прибалтики до бассейнов Невы, Дуная, Днестра, Южного Буга, Днепра, Дона, Кубани, Волги, Урала. Однако ни в Армении, ни в восточном Закавказье (бассейн Куры) они не обитают. В Закавказском регионе эти виды известны только из оз.Палеостоми на гипсометрической отметке 10 м и стариц в нижнем течении р.Риона на гипс.отметке 50–150 м западной Грузии. А в пределах Евразии они не встречаются выше гипсометрических отметок 300–400 м [6]. Таким образом, даже с учетом возможных палеоклиматических флуктуаций, палеорельеф южной части Еревана и, по всей видимости, ереванского прогиба в целом во время формирования униосодержащих отложений не мог превышать абс. отметки 400 м, а возможно был еще ниже. Сопоставление современных гипсометрических отметок, а также сходные геологические условия и территориальная близость (всего несколько километров) всех трех фауносодержащих местонахождений указывает на одновозрастность и небольшой временной разрыв между образованием чарбахской аллювиальной террасы и нижележащих озерно-аллювиальных песчанистых и диатомитовых образований. Последние выделены в качестве верхнеараратской подсвиты и на основании ископаемой фауны крупных млекопитающих датируются началом среднего плейстоцена или неотдифференцированным хазарским региоярусом [9].

В современной интерпретации абсолютный диапазон хазарского региояруса варьирует в очень широких пределах: от 0.301 до 0.071 млн лет, и охватывает верхнюю часть среднего неоплейстоцена и самую нижнюю часть верхнего неоплейстоцена [7]. Это приблизительно совпадает с объемом хазарского ФК ископаемой териофауны биозоны MQR1 в 0.3–0.1 млн лет [11]. Возраст чарбахской террасы также определяется второй половиной среднего и началом позднего неоплейстоцена [9]. Примечательно, что в 140–150 км северо-восточнее приереванских местонахождений в пределах Кировабад-Казахской наклонной равнины западного Азербайджана, вдоль правого берега р.Куры, начи-

ная от р.Актафа на востоке до устья р.Храми южнее с.Шихлы, на гипсометрических отметках 350–400 м обнажаются озерные песчанисто-галечные образования с крупными створками *Unio* sp., датированные нижнехазарским горизонтом [4] с границами 0.301– 0.127 млн лет [7]. Пока трудно определить более точное местоположение фауносодержащих отложений в рамках хазарского региоподъяруса, однако толсто-стенность раковин обыкновенной перловицы указывает на явно аридные условия палеоводоема, что объясняется вынужденной термоизоляцией при сильных перегревах в засушливое время года [12].

На аридные условия существования этих моллюсков косвенно указывает также отсутствие типичных реофильных моллюсков, обитателей быстротекучих водоемов со скоростью течения 0.5–1 м/с, *Crassiana*, *Fagotia*, *Melanopsis*, *Lithoglyphus* и т.д., так как реки аридной зоны были слишком мутными, а моллюски обитали только в стоячих пойменных водоемах. Это подтверждается также тем обстоятельством, что *Unio pictorum*, занимающая господствующую позицию в ориктоценозе, – типичный лимнофил, т.е. обитатель медленно текущих и крупных стоячих водоемов [14].

Таким образом, фаунистические слои с унионидами хазарского времени, вероятнее всего, возможно синхронизовать с одной из относительно аридных фаз. Однако для окончательного уточнения хроностратиграфического уровня (в диапазоне 0.3–0.07 млн лет) униосодержащих слоев нужны комплексные радиоизотопные, палеомагнитные и микропалеофаунистические и палеотериологические исследования. К настоящему времени амплитуда поднятий для эоплейстоцен-неоплейстоцена, вычисленная по гипсометрическим отметкам подошвы озерно-речных отложений, для северной части г. Еревана оценивается 800 м, а для южной – 400–450 м [3], что в целом не противоречит гипсом. отметкам малакофаунистических слоев хазарского палеорельефа в 300–400 м. Вышеприведенный анализ хазарского палеорельефа по экологическим особенностям пелиципод уточняет начало интенсификации восходящих подвижек рубежом не древнее 0.3 млн лет, а возможно и более поздним временем.

Литература

1. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
2. Асланян П.М. Новое местонахождение плейстоценовых пресноводных моллюсков близ Еревана // Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле. 1966. № 4. С. 3–9.

3. *Габриелян А.А., Симонян Г.П.* О четвертичных тектонических движениях территории Армении // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1993. № 1. С. 3–7.
4. Геология СССР. Т. XLVII. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 520 с.
5. *Думитрашко Н.В.* Современные речные долины и террасы // Геология Арм. ССР. Т. 1. Геоморфология. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1962. С. 383–394.
6. *Жадин В.И.* Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1952. 376 с.
7. *Засторжнев А.С., Шкатова В.К., Минина Е.А. и др.* Карта четвертичных образований 1:2 500 000 территории РФ. Пояснительная записка ФГУП (ВСЕГЕИ). СПб., 2013. 220 с.
8. *Паффенгольц К.Н.* Постплиоцен. Геология Арм. ССР. Т. 2. Стратиграфия. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1964. С. 382–414.
9. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн, 2009. 356 с.
10. *Старобогатиков Я.И.* Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов. Л.: Наука, 1970. 370 с.
11. *Тесаков А.С., Титов В.В., Сотникова М.В.* Обновленная биостратиграфическая схема квартера восточной Европы и западной Азии // Материалы X Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2017. С. 422–424.
12. *Толстикова В.Н.* О возможности использования моллюсков для реконструкции палинологических условий в древних озерах аридного и гумидного климата. Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985. С. 62–85.
13. *Чепалыга А.Л.* Пресноводные моллюски. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. С. 216–226.
14. *Чепалыга А.Л.* Фауна пресноводных моллюсков и палеоклиматы. Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 145–149.

Геология и геофизика кольцевых структур

«Происхождение и даже само существование многих кольцевых структур являются спорными».

В.Е. Хаин, 2003. С. 242.

Среди многочисленных, разнообразных по форме, генезису и степени изученности структур Земли имеются такие, которые *«не дают покоя»* учёным уже многие годы, а то и столетия. Именно к таким структурам можно отнести *кольцевые структуры* земной коры.

Необычность этих структур связана хотя бы с тем, что впервые они были открыты не на Земле, а на Луне, и сделал это открытие великий Галилео Галилей, который в 1603 году с помощью телескопа обнаружил на поверхности Луны странные округлые объекты, назвав их *кольцевыми горами*. Только через 300 лет после открытия кольцевых гор на Луне, в 1904 году, подобные структуры были обнаружены и выделены на Земле А.Харкером при изучении вулканических пород Шотландии и Ирландии. Именно ему, как полагают многие исследователи, принадлежит и сам термин *кольцевые структуры*, который он применил при описании молодых – неогеновых – вулканов, окружённых сериями кольцевых даек. В 1972 году А. И. Петровым была выдвинута гипотеза о связи кольцевых структур с высокомагнитудными докембрийскими землетрясениями [5]. В 1975 году – В.М. Рыжковой и В.В. Соловьёвым была издана *«Карта морфоструктур центрального типа территории СССР»* масштаба 1: 10 000 000 [10], а в 1978 году В.В. Соловьёв издал книгу *«Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа»* [11], которую можно рассматривать, как расширенную объяснительную записку к ранее изданной карте.

За последние 40 лет было опубликовано немало новых работ, посвящённых кольцевым структурам [1, 3, 5, 9, 12, 13], но изучение их продолжается [6–8]. Среди генетических разновидностей кольцевых структур выделяются: импактные, магматогенные, метаморфогенные, тектоногенные, экзогенные и техногенные. *Размеры* кольцевых структур – от десятков километров до сотен и даже тысяч километров в поперечнике. По строению кольцевые структуры бывают: концентрические, сопряжённые, орбитальные, сложные. Генетическая классификация включает моногенные и полигенные кольцевые структуры. Часто моногенные кольцевые структуры осложняют более крупные – полигенные [5].

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

Существуют множество схем и карт кольцевых структур различного масштаба. На планетарной карте кольцевых структур континентов [1] выделены разные генетические типы кольцевых структур: от нуклеаров до структур неустановленного происхождения. Для территории России кольцевые структуры выделены по карте региональных магнитных аномалий для радиусов осреднения $R_1 = 50$ км, $R_2 = 125$ км [2]. *Импактные* кольцевые структуры (астроблемы) возникли в результате падения небесных тел на поверхность Земли: болидов или метеоритов. В Западном Казахстане выявляется несколько подобных кольцевых структур: Северокаспийско-Горномангышлакская, Актюбинская и Бузачинская [3]. В таких структурах часто возникают протяженные радиальные зоны разломов. *Магматогенные структуры* распространены как на платформах, так и в складчатых областях. К кольцевым структурам этого типа относится примерно половина кольцевых структур. С мантийным магматизмом связано образование *плутонических* структур (Ловозёрские плутоны и Хибинский массив на Балтийском щите, Бушвельдский лопполит в ЮАР), малых интрузий (к примеру, кимберлитовых, развитых на Сибирской, Африканской и др. платформах) [5]. *Вулканические кольцевые структуры* размером до 100 км. приурочены к областям рифтогенеза и представлены в зоне Великих Африканских рифтов и в зоне рифтов Красного моря. В Евразии они находятся в вулканических поясах Центрального Казахстана, Монголии, Алтае-Саянской складчатой системы. Вулканические структуры небольшого диаметра, приуроченные к зонам глубинных разломов, характерны для трапповых полей древних платформ (плато Декан в Индостане и Тунгусское на Сибирской платформе). *Тектоногенные кольцевые структуры* широко развиты в пределах плит древних и молодых платформ на континентах. Они формируются под влиянием вертикальных и горизонтальных (ротационные кольцевые структуры) тектонических движений. Некоторым антеклизам сопутствует всплывание гранитоидных массивов среди вмещающих пород (например, Ханты-Мансийский свод на Западно-Сибирской плите). Соляные купола также образуют кольцевые структуры (Прикаспийский прогиб) [5]. *Метаморфогенные структуры* образованы в результате интенсивно и глубоко идущих процессов метаморфизма. Они представлены, как правило, макро- и мезоструктурами. Кольцевые структуры этого типа разделяются на гнейсовые складчатые овалы и гранито-гнейсовые купола, имеющие, как правило, архейско- ранне/позднепротерозойский возраст. *Сейсмогенные кольцевые структуры* выявляются по размещению очагов землетрясений. Существует три гигантских (планетарных) сейсмических кольца Земли – Тихоокеанское, Атлантическое и Индо-Австралийское [9]. *Экзоген-*

ные кольцевые структуры часто бывают связаны с карстовыми просадками. *Техногенные кольцевые структуры* возникают в районах интенсивной хозяйственной и исследовательской деятельности Человека и представлены крупными карьерами, искусственными водохранилищами, а также воронками ядерных взрывов.

Изучение кольцевых структур может способствовать анализу общих закономерностей размещения полезных ископаемых на земном шаре: алмазы, нефть и газ очень часто бывают приурочены к кольцевым структурам.

В настоящее время продолжается поиск, выявление и изучение кольцевых структур на территории Урала [6] и Восточно-Европейской платформы [7], а также Арктического побережья России [8] и Западно-Сибирской платформы. Установлено, что некоторые кольцевые структуры этих регионов, например, Ловозёрская, Кировская, Хибинская и другие не только отчётливо проявлены на КС и топокартах, но и столь же ярко вычитываются на геологических картах и картах гравитационных и магнитных аномалий. Можно предположить, что кольцевые структуры, проявленные на разномасштабных картах магнитных аномалий [2, 4] и на карте гравитационных аномалий, имеют большую глубину заложения и связаны, как минимум, с породами и структурами фундамента. Выявленные структуры, образованные в разные геологические эпохи и на разных глубинах земной коры, в новейшее – неоген-четвертичное – время с разной степенью активности проявляются в рисунке эрозионной сети. В этом смысле можно говорить, что кольцевые структуры образовались в результате долговременного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Таким образом, можно сделать следующие предварительные выводы:

1. На площади всех главнейших мегаструктур Земли – и континентальных, и океанических – развиты разномасштабные, разновозрастные и генетически разнообразные кольцевые структуры: импактные, магматогенные, метаморфогенные, тектоногенные и экзогенные.

2. Более менее точно установлено магматогенное, метаморфогенное, космогенное и экзогенное происхождение кольцевых структур. Менее точно установлено тектоногенное происхождение отрицательных кольцевых структур – синеклиз. Наиболее спорным является происхождение положительных кольцевых структур – антеклиз.

3. Практически все кольцевые структуры, в той или иной степени, если не генетически, то пространственно связаны линейными нарушениями земной коры, развитыми как в открытой форме (разрывы), так и в скрытой (линеаменты).

4. Без дальнейшего планомерного и всестороннего изучения кольцевых структур Земли с целью обоснования их генезиса, развития и влияния на процессы структурирования земной коры, построения современных геодинамических моделей будет далёким не только от их совершенства, но и от начальной адекватности природным процессам.

Литература

1. Брюханов В.А., Буш В.Н., Глуховский М.З., Зверев А.Т., Кац Я.Г., Макарова Н.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Кольцевые структуры континентов. М.: Недра, 1987. 184 с.
2. Васильев Р.Т. и др. Альбом карт региональных магнитных аномалий территории СССР. 1 : 10 000 000. М.: Аэрогеология, 1991.
3. Зейлик Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). М., 1978. 55 с.
4. Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий, масштаб: 1:5000000, составлена: Министерство природных ресурсов РФ / Редакторы: Морозов А.Ф., Петров О.В., 2004.
5. Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. М.: Наука, 1989. 188 с.
6. Мецерыкова О.А. Кольцевые структуры Урала и сопредельных территорий // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. XVIII Горшковские чтения. Мат-лы конф., посвящённой 107-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909–1984). МГУ, 28 апреля 2016. М.: МГУ, 2016. С. 6–11.
7. Мецерыкова О.А. Кольцевые структуры земной коры (на примере Восточно-Европейской платформы) // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. XIX Горшковские чтения. Мат-лы конф., посвящённой 108-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909–1984). МГУ, 28 апреля 2017. М.: МГУ, 2017. С. 43–46.
8. Мецерыкова О.А., Полетаев А.И. Кольцевые структуры Арктического побережья России // Материалы I Международной научно-практ. конференции «География Арктического побережья России». СПб. 9–10 ноября 2017 г.
9. Полетаев А.И. Кольцевые структуры Земли (по сейсмическим данным) // Изв/ вузов. Геология и разведка. 1983. № 8. С. 159–161.
10. Рыжкова В.М., Соловьёв В.В. Карта морфоструктур центрального типа территории СССР. М–б 1 : 10 000 000. Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1975.
11. Соловьёв В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 111 с.
12. Соловьёв В.В. Карта морфоструктур центрального типа России. 1995.
13. Хаин В.Е. Загадки кольцевых структур // Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 242–259.

Новый взгляд: эволюция суперконтинента Лавроскандия от неоархея до кайнозоя: от преобладания плюм-тектоники к тектонике плит по принципу Уилсона

Терминология. *Лавроскандия* – суперконтинент, который объединяет палеоконтиненты Лаврентия (Северная Америка плюс Гренландия), Балтия и Волго-Урاليا [1]. *Атлантическая тектоническая зона (АТЗ)* – область литосферы в основании Атлантического океана и в его обрамлении, сформированная в ходе длительной геодинамической эволюции.

Предварительные замечания. В настоящее время известны несколько версий (моделей) суперконтинентов, которые, так или иначе, включают Северо-Американский и Европейский континенты или их составляющие, сформированные в докембрии и в фанерозое: Кенорленд (начиная с ~2.7 млрд лет), Коламбия (он же Нуна, он же Нена) (~1.8–1.5 млрд лет), Родиния (от ~1.1 до ~0.75 млрд лет), Паннотия (0.60–0.54 млрд лет), Лавруссия (~0.30 млрд лет), Пангея (0.30–0.18 млрд лет) и Лавразия (0.30–0.06 млрд лет). Реконструкция докембрийских суперконтинентов лишь частично базируется на корреляции главных тектонических структур, но в преобладающей степени – на палеомагнитных данных с крайне ограниченным учетом собственно геологической информации. Известные в литературе варианты «сборки» суперконтинентов значительно различаются. Однако в определении хронологических границ возникновения и распада суперконтинентов достигнут почти всеобщий консенсус, который опирается на зафиксированную диаграммой U-Pb возрастов по цирконам из орогенных гранитоидов периодическую повторяемость пиков в истории формирования ювенильной континентальной коры [6]. Большинство исследователей «суперконтинентальной проблемы» предполагает, что последовательность пиков на этой диаграмме непосредственно отражает последовательность суперконтинентальных циклов. Дискутируется и альтернативная точка зрения, согласно которой пики в истории формирования ювенильной коры отражают суперплюмовые события [5, 10]. Опорными точками, которые определяют главные направления исследования и реконструкции истории Лавроскандии, являются возникновение и развитие океана Япетус (между 800–750 и 520–400 млн лет) и особенности строения и истории формирования Гренвилл-Свеконорвежского орогена (1.0–0.9

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

млрд лет). Их формирование в итоге не нарушило относительного расположения Северо-Американского и Восточно-Европейского композитных кратонов. Для реконструкции Гренвиллского и Свеконорвежского секторов Гренвилл-Свеконорвежского орогена достаточно «убрать» Атлантический океан. Следовательно, соотношения Северо-Американского и Восточно-Европейского континентов на протяжении одного млрд лет следуют циклу Вильсона, что свидетельствует о сохранности неких глубинных «корней» Лавроскандии [7]. Длительность этого периода заставляет скептически относиться к моделям эволюции суперконтинентов, выступающих в качестве «конкурентов» Лавроскандии, которые предполагают независимые перемещения Лаврентии и Балтики (например, [8]).

Возникновение и эволюция Лавроскандии (тектоника миниплит). Возникновение Лавроскандии завершилось не позднее 2.8–2.7 млрд лет – раньше событий, датируемых первым пиком на гистограмме возрастов прироста ювенильной коры. Формирование палео-мезоархейской гранит-зеленокаменной коры Лавроскандии наиболее полно исследовано в пределах Кола-Карелии – восточного фрагмента суперконтинента, который, в свою очередь, образован микроконтинентами с корой ТТГ-типа, включающей зеленокаменные пояса (палеосутуры) в сочетании с Беломорской эклогитовой провинцией (БЭП) [2, 3, 11].

Преобразования Лавроскандии последовательностью суперплюмов и инициированной суперплюмами тектоникой плит. В результате воздействия неорхейского суперплюма (2.8–2.6 млрд лет) в пределах Лавроскандии возникло несколько областей с характерной овально-концентрической зональностью.

В пределах овальной области около 3000 км в диаметре, охватившей практически весь Северо-Американский композитный кратон, 2.78–2.59 млрд лет назад была сформирована овально-концентрическая тектоно-метаморфическая зональность [9]. В центре этой области расположен осадочный бассейн Гудзонова залива, который возник 2.0, а по некоторым данным – уже 2.7 млрд лет назад. Литосферный киль Северо-Американского композитного кратона находится непосредственно под Гудзоновым заливом. В области кия мощность литосферы достигает 300–350 км [12]. Главные тектонические события развернулись в пределах кратона Сьюпириор, в южной части которого результатом тектоно-плитных процессов, инициированных суперплюмом, стало надвиго-поддвиговое строение гранит-зеленокаменного комплекса аккреционного типа, сформированного в процессе кратковременного открытия–закрытия серии линейных океанов [9]. Формирование овально-концентрической тектоно-метаморфической зональности согласуется с числен-

ной моделью плюма, воздействующего на реологически стратифицированную латерально гомогенную континентальную литосферу по [4]. В пределах палео-мезоархейской коры Волго-Уральского кратона в неархее (2.74–2.59 млрд лет) возникли чашеобразные овоиды, сложенные гранулитам и мафитами мантийно-плюмового происхождения [2, 11]. В то же самое время, 2.76–2.63 млрд лет назад, возникли Кольский и Карело-Беломорский концентрически-зональные ареалы высокотемпературного метаморфизма и магматизма мантийно-плюмовой природы [11].

Тектоно-метаморфическая эволюция Лавроскандии в палеопротерозе (2.5–1.8 млрд лет) определялась последовательностью явлений: 2.5–2.3 млрд лет – относительно локального суперплюма и 2.2–1.9 млрд лет назад – суперплюма глобального ранга. Результатом мантийно-плюмовой активности стало формирование Лавро-Русского внутриконтинентального коллизионного орогена, для которого характерны овальная геометрия и концентрическое чередование гранулитовых поясов и поясов умеренного метаморфизма [2]

Овально-концентрическая геометрия и тектоно-метаморфических зональность неархейских и палеопротерозойских орогенов предшествовали появлению линейных океанов в осевой зоне Лавро-Русского орогена: поздне-палеопротерозойского Свекофеннского (2.2–1.9 млрд лет) и мезоархейского Пре-Гренвиллского (1.7–1.3 млрд лет), и их эволюции в согласии с моделью тектоники плит. Фрагменты сформированных при закрытии этих океанов аккреционно-коллизионных орогенов симметрично расположены на западной (Северо-Американской) и восточной (Европейской) сторонах Атлантического океана. Обширный ареал массивов анортозитов и гранитов-рапакиви в ассоциации с проявлениями надсубдукционного магматизма и высоко-Т метаморфизма указывают на участие процессов мантийно-плюмового типа. Протерозойская эволюция Лавроскандии завершилась формированием внутриконтинентального Гренвилл-Свеконорвежского орогена 1.0–0.9 млрд лет назад. Интенсивные высокобарный гранулитовый и высокотемпературный эклогитовый метаморфизм и интрузии анортозитов и гранитов-рапакиви указывают на мантийно-плюмовую природу Гренвиллского орогенеза.

Модель геодинамической эволюции Лавроскандии. С позднего архея (~2.8 млрд лет), далее в течение протерозоя и по настоящее время (?) Лавроскандия представляла (и представляет?) собой «укорененный» континент. Главную роль в эволюции Лавроскандии сыграла последовательность суперплюмов, которые инициировали процессы тектоно-плитного типа. Начиная со среднего палеопротерозоя постепенно овально-концентрическая тектоно-метаморфическая зональность смени-

лась линейной зональностью Атлантического типа. Под воздействием суперплюмов минимально четыре раза в пределах АТЗ происходило раскрытие океана (Свекофеннский – Пре-Гревиллский – Япетус – Атлантика) с последующим восстановлением единства Лавроскандии при продолжающемся сегодня раскрытии Атлантического океана. Закрытие океанов сопровождалось формированием аккреционно-коллизийных орогенов с включением гранулитов и высокотемпературных эклогитов, преимущественно сформированных на начальной (внутриконтинентальной) стадии геодинамического цикла. Эволюция Лавроскандии не включала неограниченных «плаваний» составляющих ее континентальных блоков по поверхности земного шара: их перемещения регулировались суперплюмами и неизвестными пока «глубинными корнями» и имели возвратно-поступательный характер. Для оценки применимости этой модели к иным регионам необходимы целенаправленные исследования.

Литература

1. *Минц М.В.* Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизийных орогенов (на примере северных кратонов) // *Геотектоника*. 2007. № 4. С. 3–29.
2. *Минц М.В., Сулейманов А.К. и др.* Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. 2010. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с. Т. 2. 400 с.
3. *Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 2005. 230 с.
4. *Burov E., Gerya T.* Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes // *Nature*. 2014. V. 513. P. 85–90.
5. *Condie K.C.* Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge: Univ. Press, 2001. 306 p.
6. *Condie K.C., Aster R.C.* Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth // *Precam. Res.* 2010. V. 180. P. 227–236.
7. *Goodwin A.M.* Rooted Precambrian ring-shields: growth, alignment, and oscillation // *Amer. J. of Science*. 1985. V. 285. P. 481–531.
8. *Li Z.X., Bogdanova S.V. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precam. Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.
9. *Mints M.V.* The composite North American Craton, Superior Province: deep crustal structure and mantle-plume model of Neoarchaean evolution // *Precam. Res.* 2017. V. 302. P. 94–121.

10. *Mints M.V., Eriksson P.G.* Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. V. 7. № 2. P. 173–232.

11. *Mints M.V., Dokukina K.A. et al.* East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure // *Geol. Soc. Ame. Spec. Paper*. 510. 2015. 433 p.

12. *Porritt R.W., Miller M.S., Darbyshire F.A.* Lithospheric architecture beneath Hudson Bay // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2015. V. 16, doi:10.1002/2015GC005845.

М.В. Мицц¹

Объемные геолого-геофизические модели литосферы как основа реконструкции геодинамической эволюции докембрийских тектонических структур регионального и глобального ранга

Введение. В качестве основы моделей геодинамической эволюции тектонических структур регионального и глобального ранга обычно используются: данные палеомагнитных исследований; геохимические критерии; корреляция геологических комплексов одинакового или близкого возраста; механико-математическое моделирование; прослеживание фрагментов тектонических структур на разных континентах; моделирование глубинного строения по данным сейсморазведки и некоторые другие. Используя одни и те же методы, авторы получают различные и часто противоречащие друг другу геодинамические и эволюционные модели. Имеющийся опыт свидетельствует, что основой наиболее достоверных реконструкций являются детальные или рационально генерализованные (но не чрезмерно упрощенные) сведения о строении коры и литосферы в целом, базирующиеся на данных региональных геолого-геофизических исследований.

Региональные проекты. Современные подходы к исследованию строения и геодинамики литосферы в равной степени включают геофизические и геологические методы. В недавние десятилетия были реализованы три проекта, в рамках которых удалось получить и гармонично совместить геологические и геофизические данные, характеризующие крупные регионы: канадская программа LITHOPROBE (1984–2005 гг.),

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

финский проект FIRE (2001–2005) и российский проект исследований Восточно-Европейского кратона (БЕК) на базе геотраверса 1-ЕВ (1997–2007, публикация результатов в 2010 и 2015 гг.).

При исследованиях по программе LITHOPROBE на территории Северо-Американского континента в пределах ключевых участков были выполнены детальные геологические и геофизические исследования, в том числе – сейсморазведка методом отраженных волн вдоль относительно коротких профилей, пересекавших ключевые тектонические структуры в оптимальных направлениях. Это позволило кардинально расширить знания о глубинном строении соответствующих тектонических структур. Однако при создании генеральной модели строения и эволюции Северо-Американского кратона, канадские исследователи столкнулись с определенными затруднениями, связанными с пунктирным характером сейсмических профилей [3]. Суммирование данных по разбросанным участкам позволило собрать упрощенную интегральную модель глубинного строения Северной Америки [2, 3], однако не привело ни к развитию, ни к частичному пересмотру модели «Соединенных Плит Америки» П.Хоффмана [4], которая была отправной точкой проекта.

В отличие от этого в процессе глубинных исследований фундамента Восточно-Европейской платформы был создан своего рода стержень, на который нанизаны наиболее детально исследованные тектонические структур региона: геотраверс 1-ЕВ (сейсморазведка отраженных волн и сопутствующие геофизические исследования) практически без разрывов пересекает огромную территорию от Кольской сверхглубокой скважины на севере до Каспийского моря на юге. Дополнительная информация была доставлена геотраверсом ТАСЕЙС, профилями 4В, ERSU-2003–2005 и Урсейс, профилями проекта FIRE на территории Финляндии и Украинским профилем DOBRE. Интеграция геологических данных, геофизических региональных материалов и результатов сейсморазведки по геотраверсам создала основу региональных объемных моделей коры и верхней мантии и их последующего объединения в виде интегральной объемной модели глубинного строения коры, коро-мантийной границы и верхней части мантии БЕК. Эта модель создала основу для реконструкции условий и геодинамических обстановок возникновения и эволюции БЕК [1, 7].

Организация исследований по финскому проекту FIRE, подобно LITHOPROBE опиралась на работу нескольких научных групп. Однако в отличие от LITHOPROBE, строение коры и коро-мантийной границы было охарактеризовано несколькими взаимно пересекающимися геотраверсами значительной протяженности, которые совместно образова-

ли сеть, охватившую всю территорию Финляндии. Данные по отдельным профилям были детально проинтерпретированы [5], однако создание целостной модели глубинного строения этого региона остается задачей будущих исследований.

Объемные модели литосферы – результат синтеза геологических и геофизических данных. Методический опыт геолого-геофизических исследований БЕК, а также результатов исследований по проектам LITHOPROBE и FIRE в концентрированном виде соответствует принципу обратной связи: достоверность геологической интерпретации сейсмических образов коры критически зависит от уровня согласованности интерпретационных разрезов с картами поверхности. С другой стороны, сведения о глубинном строении могут и должны использоваться для уточнения и корректировки представлений о морфологии, границах и взаимоотношениях геологических комплексов, известных на уровне дневной поверхности или на уровне поверхности фундамента платформы.

Объемные модели литосферы как основа реконструкции геодинамической эволюции докембрийских тектонических структур регионального и глобального ранга. Успешные примеры совместной интерпретации геологической информации и комплекса геофизических данных представлены объемными моделями глубинного строения и моделями геодинамической эволюции перечисленных ниже крупных регионов.

1. Обширная информация была получена при исследовании центральной части БЕК, включая фундамент Московской синеклизы, значительную часть Волго-Уральского поднятия фундамента и северную часть Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Регион пересечен геотраверсами 1-ЕВ (ОП «Спецгеофизика») и Татсейс (ПО «Татнефтегеофизика»). Значительная территория охвачена детальными аэромагнитной и аэрогравиметровой съемками (АО "ГНПП "Аэрогеофизика"), результаты которых далее были представлены в виде комплекта геофизических и петрофизических карт докембрийского фундамента. Геологическая интерпретация этих карт опиралась на данные буровых скважин, достигших фундамента. В итоге была составлена геологическая карта поверхности докембрийского фундамента с детальностью, значительно превышающей детальность ранее составленных карт. В результате совмещения геологической карты фундамента с сейсмическими образами коры и коро-мантийной границы были получены объемные (3D) модели Среднерусского сектора палеопротерозойского внутриконтинентального орогена и неоархейского Волго-Уральского кратона совместно с пограничными тектоническими структурами. Следующими шагом явилась разработка моделей докембрийской геодинамической эволюции названных тектонических структур и БЕК в целом [1, 7].

2. Строение архейской коры Северной Америки представлено охарактеризовано автором доклада на основе синтеза опубликованной геологической и геофизической информации, в том числе сейсмических образов коры вдоль сейсмопрофилей программы LITHOPROBE, карт магнитного и гравитационного полей Северной Америки, результатов сейсмотомографических исследований литосферы. В основу геологической и геодинамической интерпретации комплекса данных положен опыт, полученный при изучении ВЕК. Ювенильная неоархейская кора Северной Америки с включениями переработанной мезо-палеоархейской коры, заключена в асимметричной округло-овальной области, где распределение геофизических, структурно-тектонических и метаморфических характеристик подчинено концентрической зональности. Объемная (3D) модель глубинного строения охватывает южную часть провинции Сьюпириор, история формирования которой включала рифтинг и частичный разрыв континентальной коры, кратковременное раскрытие линейных океанов, последовательную субдукцию в северном направлении и аккрецию древних континентальных фрагментов и неоархейских океанических и островодужных террейнов между ~2.78 и ~2.70 млрд лет. Последующие события в эпиконтинентальной обстановке, включая формирование метаосадочных поясов, метаморфизм гранулитовой фации и интенсивное рудообразование, заключены в интервале от ~2.71 до ~2.63 млрд лет. Архейскую литосферу Северной Америки можно представить в виде уплощенного перевернутого конуса, вершина которого (литосферный киль) расположена на глубине ~350 км непосредственно под впадиной Гудзонова залива. Главные особенности строения и эволюции архейской коры указывает на ведущую роль процессов мантийно-плюмового типа, которые инициировали кратковременные локально проявленные процессы тектоно-плитного типа в южной части кратона Сьюпириор [6].

3. Глубинное строение палеопротерозойских орогенов – Восточно-Воронежского в пределах ВКМ и Свекофеннского в центральной Фенноскандии, охарактеризовано в результате совмещения существующих геологических карт и сейсмических образов коры по геотраверсу 1-ЕВ и профилям проекта FIRE соответственно. Анализ объемных моделей строения коры и коро-мантийной границы позволил реконструировать главные направления геодинамической эволюции этих тектонических структур.

Литература

1. Минц М.В., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Евро-

пейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. 2010. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с. Т. 2. 400 с.

2. Cook F.A., White D.J., Jones A.G., Eaton D.W.S., Hall J., Clowes R.M. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust–mantle transition // Canadian J. Earth Sciences. 2010. V. 47. N. 4. P. 315–351. <https://doi.org/10.1139/E09-076>

3. Hammer P.T.C., Clowes R.M., Cook F.A., Van der Velden A.J., Vasudevan K. The Lithoprobe trans-continental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent // Canadian J. Earth Sciences. 2010. V. 47. N. 5. P. 821–857. <https://doi.org/10.1139/E10-036>

4. Hoffman P.F. United Plates of America, The Birth of a Craton: Early Proterozoic Assembly and Growth of Laurentia // Annual review of Earth and Planetary Sciences. 1988. V. 16. P. 543–603. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.16.050188.002551>

5. Kukkonen I.T., Lahtinen R. (eds.) Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005 // Geol. Survey of Finland Special Paper. 2006. V. 43. 247 p.

6. Mints M.V. The composite North American Craton, Superior Province: deep crustal structure and mantle-plume model of Neoarchaean evolution // Precam. Res. 2017. V. 302. P. 94–121.

7. Mints M.V., Dokukina K.A. et al. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2015. V. 510. 433 p. <https://dx.doi.org/10.1130/2015.2510>

**А.В. Моисеев¹, С.Д. Соколов¹, М.И. Тучкова¹,
В.Е. Вержбицкий², Н.А. Малышев²**

Этапы структурных деформаций и трековое датирование апатита неопротерозой-триасовых комплексов о. Врангеля

В пределах о. Врангеля обнажены комплексы широкого возрастного диапазона [3, 5]. Фундамент (врангелевский комплекс мощностью 1.5–2 км) сложен метаморфическими породами неопротерозойского возраста [5]. Осадочные породы представлены терригенными и карбонатными отложениями силурийского–кайнозойского возраста.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² ПАО “НК “Роснефть”, Москва, Россия

Все доверхнемеловые–кайнозойские породы вовлечены в чешуйчато-складчатые деформации северной vergentности [5, 9, 10]. Генерализованное простираие структур острова хорошо коррелируется с позднемезозойскими коллизийными деформациями Южно-Анйской сутуры и Чукотки [1, 7]. В западной части острова (мыс Флоренс) было установлено различное простираие складчатых структур для верхне-силурийско-нижнедевонских (субмеридиональное) и карбон-триасовых (субширотное) отложений [2]. Формирование средне-позднедевонских складчатых структур интерпретируется как результат элсмирских деформаций [2].

Приводимые исследования были выполнены во время полевого сезона 2014 г., главным образом в северной и восточной частях острова.

1. Структурные наблюдения. Во время полевых работ производился замер различных мезоструктур: плоскостей напластования, кливажа, шарниров и осевых плоскостей складок, линейности пересечения кливажа со слоистостью и др.

1.1. Горы Дрем-Хед. Породы датированы поздним силуром – ранним девоном [3, 5]. Максимальная видимая мощность толщи составляет 700 м.

Породы смяты в мелкие ассиметричные S/Z-складки, шарниры погружены на юг (аз. пад. 175/2). Развит кливаж осевой плоскости с падением на запад (аз. пад. 230, угол 40). В породах различного состава отмечается рефракция кливажа. Борозды скольжения на поверхности кливажа указывают на взбросо-надвиговые смещения.

В одном из обнажений встречен дуплекс, указывающий на надвиговые движения в северном – северо-западном направлении.

1.2. Устье р. Леминговая – р. Тундровая. Пермские породы представлены глинистыми сланцами, конгломератами и песчаниками. Слоистость падает на юг и на юго-восток. В глинистых породах развиваются две отдельные плоскостные структуры, которые пересекаются почти под прямым углом. Одна система представлена частым проникающим кливажем, с относительно пологими углами падения (до 40°) на юг. Линейность пересечения этого кливажа со слоистостью падает на восток-северо-восток и на юго-восток. Вторая плоскостная система выражена слабо, падает в западных румбах, под углом до 40°. Не исключено, что она представлена кливажом дополнительного тектонического этапа.

1.3. Г. Первая – г. Кит. В данном районе обнажаются милониты, развитие по вулканитам бимодального состава с силами гранитов неопротерозойский возраст [5, 6]. Магматические породы с несогласием перекрываются верхнекаменноугольными известняками. В районе вер-

шины г. Первая плоскости милонитов смяты в наклонные открытые складки. Осевые плоскости наклонены на северо-запад.

Вулканические породы основного состава тектонизированы неравномерно. Встречаются вулканиты, сохранившие первичные магматические текстуры. Наиболее деформированные породы превращены в зеленые сланцы.

1.4. Среднее течение р. Красный флаг. Для девона – нижнего карбона (аргиллиты, глинистые сланцы и карбонаты) установлено два этапа тектонических деформаций. Первый, более древний, представлен наклонными складками, опрокинутые на восток. Шарниры складок погружены на север, северо-запад, под углами до 15° . Складчатость осложнена частым проникающим кливажом S_1 осевой плоскости. Деформации второго этапа проявлены в виде ассиметричных Z/S образных складок кливажа S_1 . Также развиты взбросы южного и юго-западного падения. Более компетентные горизонты известняков образуют открытые прямые складки. Линейность пересечения кливажа со слоистостью падает на восток (аз. пад.: 105° , угол 13°).

Выше, предположительно с угловым несогласием, залегают известняки карбона. Слоистость имеет выдержанное на запад падение под углами до 40° .

1.5. Зал. Дублицкого – м. Пилар. Обнажены породы девона–триаса [3, 5]. Структуры пересекающейся складчатости обнажаются в пределах пород параллельнинской свиты среднего карбона – ранней перми. К первому деформационному этапу относятся складки субмеридионального простирания. Осевые плоскости изогнуты и погружены на запад и СЗ под углами от первых градусов до 35° . Ко второму, деформационному этапу отнесены надвиги с углами падения от 10 до 80° , а также наклонные складки, от закрытых до сжатых. Видимая ширина складок не менее 2 м. Шарниры складок падают на запад и запад-северо-запад.

2. Фишн-трековое датирование апатита. Опробование проводилось вдоль пересечения основных структур с юга на север. Опробовались все стратиграфические подразделения и магматические породы неопротерозойского Врангелевского комплекса: неопротерозой (14-008-06; 14-12-03; 14-033-01); силур–девон (14-685-01); девон (06/17); девон–карбон (06-65-5); пермь (14-657-01), триас (497/3; 06/78; 14-641-01). Лабораторные измерения выполнены в GeoSer лаборатории (GSS, США) под руководством Пола О'Салливана и Джозефа Хадсона.

Наиболее древний расчетный возраст отмечается для обр. 14-033-01 – 179 ± 20 млн лет. Два образца (14-012-03; 14-685-01) имеют усредненный трековый возраст 105 ± 7 млн лет. Наиболее представительными (06-65-5; 497/3; 06/17; 06/78; 14-008-06; 14-641-01) оказались образцы с

усреднённым трековым возрастом 72 ± 5 млн лет. Расчетный возраст (14-657-1) составляет 32.6 ± 7.3 млн лет.

3. Результаты: Проведенные мезоструктурные исследования с уверенностью позволяют говорить о многостадийной структурной эволюции пород острова Врангеля. К наиболее ранним деформационным фазам можно относить структуры субширотного укорочения, которые проявлены в породах предпозднедевонского и предкаменноугольного возраста. По времени данный этап хорошо коррелируется с элмирским тектоногенезом, проявление которого, на острове было предположено [5]. Этап, в течение которого образовался современный складчато-надвиговой структурный план северной вергентности, по всей вероятности, произошел в конце раннего мела и был связан с чукотской (позднекиммерийской) фазой складчатости. Данный этап фиксируется по апт-альбским трековым возрастам.

Структурные наблюдения восточного побережья о. Врангеля указывают на существование разновозрастных мезоструктур в пределах карбон-пермских отложений. Возможно, между элмирским и более молодым раннемеловым этапами деформаций, следует выделить этап дополнительного субширотного сжатия. Подобный этап можно (достаточно условно) сопоставить с раннеюрскими деформациями, которые известны на Аляске и Чукотке [4, 12]. Одновозрастное термальное событие отражено в трековых возрастах обр. 14-033-01.

Надёжно фиксируемое термальное событие для кампан-масстрихского времени может быть сопоставимо со среднебрукинским (поздний мел – палеоцен) угловым несогласием на Арктической Аляске и Северо-Чукотском прогибе [11 и др.]. В комплексах о. Врангеля, данный этап выражен субмеридиональными структурами сжатия, наложенными на генеральный складчато-надвиговой структурный план [2].

Более поздние термальные события могли быть вызваны этапами растяжения, произошедшими в Восточной Арктике на границе эоцена–олигоцена.

Благодарности: Авторы признательны ПАО «НК «Роснефть» за финансовую поддержку полевых исследований. Работа выполнена за счет средств РНФ по проекту № 16-17-10251. Часть аналитических работ выполнена при финансовой поддержке компании «TGS». Сотрудники ГИН РАН обеспечены базовым финансированием за счет субсидии по теме № 0135-2016-0022.

Литература

1. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: 2004. 50 с.

2. *Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.* Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // *Геотектоника*. 2015. № 3. С. 3–35.
3. *Ганелин В.Г., Матвеев А.В., Кропачева Г.С.* Разработать и внедрить зональное деление гжельского яруса верхнего карбона СССР // *Отчет за 1986–1989 гг.*, в 2 кн. Л., 1989 г.
4. *Голионко Б.Г., Ватрушкина Е.В., Вержбицкий В.Е., Дятярев К.Е.* Структурная эволюция мезозойских комплексов Западной Чукотки // *ДАН*. 2017. Т. 475. №1. С. 53–56.
5. *Косько М.И., Ушаков В.И.* (ред.). Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. ВНИИ Океанология, 2003. 137 с.
6. *Лучицкая М.В., Моисеев А.В., Соколова С.Д., Тучкова М.И., Сергеев С.А., О’Салливан П.Б., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А.* Окраинно-континентальные и внутриплитные позднепротерозойские граниты и риолиты острова Врангеля (Арктика) // *Геотектоника*. 2017. №1. С. 19–43.
7. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // *Геотектоника*. 2010. № 6. С. 60–78.
8. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Гущина М.Ю.* Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // *Геотектоника*. 2017. № 1. С. 3–18.
9. Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР, Труды Северо-восточного комплексного научно-исследовательского института. Вып. 11. 1964. С. 53–97.
10. *Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д.* Геологическое строение острова Врангеля / Тильман С.М., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. (Остров Врангеля (ред.) // *Геология СССР*. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. С. 377–404.
11. *Drachev S. S., Malyshev N. A., Nikishin A. M.* Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // *Petroleum Geology Conference series* 2010. V. 7. P. 591–619.
12. *Mickey, M.B., Byrnes, A.P., Haga, H.* Biostratigraphic evidence for the prerift position of the North Slope, Alaska, and Arctic Islands, Canada, and Sinemurian incipient rifting of the Canada Basin / Miller E.L., Grantz A, and Klemperer S.L. (eds). Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Boulder, Colorado, GSA Special Paper 360. 2002. P. 67–75.

**Венд-раннекембрийский и пермо-триасовый этапы
плагиигранитного магматизма Усть-Бельского
и Алганского террейнов, Чукотка**

Район Усть-Бельских гор имеет покровно-складчатое строение юго-восточной вергентности, где породы аллохтона обнажены на северо-западе и включены в состав Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой системы, а породы параавтохтона – в состав Алганского террейна Анадырско-Корякской складчатой системы [1, 5, 10, 15, 17, 18]. Система покровов с несогласием перекрыта отложениями позднего альба и сеномана–тулона [17, 19].

Большую часть Усть-Бельского террейна занимает одноименный габбро-гипербазитовый массив, представленный мантийными перидотитами, в том числе шпинелевыми лерцолитами, шпинелевыми гарцбургитами, а также кумулятивными ультрамафитами и мафитами [6]. Обоснование возраста Усть-Бельского массива было основано на предположении о согласном залегании вулканогенно-осадочных пород девона – раннего карбона на офиолитах [2]. Sm-Nd возраст пироксенитов массива составляет 892 ± 200 млн лет; без фракции роговой обманки – 884 ± 38 млн лет [11].

Структурно ниже пород Усть-Бельского массива залегают серпентинитовый меланж и тектонические пластины, сложенные терригенными породами J_2 (Мавринская), J_3 – K_1 (Удачинская), ультрабазит-габбрового и вулканогенно-осадочного комплексов позднего палеозоя (Отрожинская и Толовская) [1].

В строении Отрожинской пластины выделяются структурно снизу вверх: полимиктовый серпентинитовый меланж; ультрабазит-габбровый комплекс, около 1 км; вулканогенный комплекс (базальты N-MORB [8, 23]), до 400 м; вулканогенно-осадочные породы с фауной D_2 и C_1 [1, 2, 8], до 1 км. Разрез Отрожинской пластины ранее интерпретировался как среднепалеозойская кора океанического типа [1, 7, 13]. По мнению [8] вулканогенно-осадочные породы находятся в аллохтонном залега-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² ОАО “Георегион”, Анадырь, Россия

³ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

нии и образуют два комплекса пород. Первый, залегающий структурно ниже, сложен терригенными породами с потоками андезитов мощностью до 200 м и не содержит фаунистических остатков. U-Pb возрасты обломочных цирконов из прослая туфогравелитов образуют пик в 571 млн лет. Второй комплекс переслаивания песчаников, карбонатов и туфов содержит фауну D₂-C₁, переотложенные формы C₁ и S [2], а U-Pb возрасты обломочных цирконов из цемента конгломератов образуют одну популяцию с возрастом в 432 млн лет.

В строении Алганского террейна выделяется две тектонические пластины, разделенные полимиктовым меланжем. Нижняя пластина сложена вулканогенно-кремнисто-терригенными комплексами J₃-K₁; верхняя – серпентинитовым меланжем с блоками вулканогенно-осадочных пород J₃-K₁. Большую часть данной пластины выделяют под названием Утесинская [1, 8].

В пределах Усть-Бельского и Алганского террейнов присутствуют плагиогранитные комплексы венд-раннекембрийского и пермо-триасового возраста: 1) в Усть-Бельском массиве тела плагиогранитов и лейкодiorитов в виде линзообразных и жиллообразных тел в габброидах и кумулятивных породах, мощностью от первых см до 8–10 м; оценки возраста 556±12 [20] и 575±10 [6] млн лет (U-Pb SIMS); 2) блоки плагиогранитов и тоналитов в составе серпентинитовых меланжей Толовской, Отроженской и Утесинской пластин; оценки возраста 541–570 млн лет [12, 14, 22], 226±11, 265 млн лет [9, 12, 22].

Нами проведено датирование цирконов из: 1) плагиогранитов блоков меланжа верхней и нижней пластин Алганского террейна в бассейнах рек Перевальная, Перемышная, Луковая, Пахучая, Борозда и из меланжа основания Отроженской пластины, где они образуют жилы и штоки в блоках гипербазитов вдоль левого борта р. Маврина; 2) плагиогранит-порфиров Отроженской пластины в верховьях руч. Отрожный, где они образуют дайки, секущие базальты вулканогенного комплекса. Датирование осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ФГУП ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и методом лазерной абляции на магнитно-секторном ICP масс-спектрометре в ГИНе СО РАН (г. Улан-Удэ). Для плагиогранитов (1) получены венд-раннекембрийские оценки возраста. Конкордатный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст, рассчитанный для 86 зерен цирконов из 8 обр., составляет 556±1 млн лет, а возрасты, подсчитанные для каждого образца по 8–18 точкам, находятся в узком интервале от 548±3 до 559±4 млн лет (U-Pb SIMS). Конкордатный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст, рассчитанный по 14 замерам из 30 (U-Pb LA-ICP-MS), равен 538±7 млн лет. Плагиогранит-порфиры (2) имеют ²⁰⁶Pb/²³⁸U конкордантный возраст цирконов, рас-

считанный по четырнадцати определениям, 235 ± 2 млн лет (U-Pb SIMS). Таким образом, согласно оригинальным и опубликованным данным можно выделить два этапа плагิโอгранитного магматизма: вендский–раннекембрийский и пермо-триасовый.

Венд-раннекембрийские и пермо-триасовые плагิโอгранитоиды характеризуются содержаниями SiO_2 61.92–76.50 и 68.76–71.51 мас. % соответственно; относятся к породам низкокалиевой и низко-умеренно-калиевой серии; по соотношению Al_2O_3 и кремнезема являются преимущественно низкоглиноземистыми гранитоидами. На диаграмме Ab–An–Or большая часть точек составов венд-раннекембрийских гранитоидов расположена в поле трондьемитов, меньшая – тоналитов, пермо-триасовых – в поле трондьемитов. Для венд-раннекембрийских и пермо-триасовых плагิโอгранитоидов выделяется два типа распределения РЗЭ. Первый характеризуется фракционированным распределением РЗЭ и как положительной, так и небольшой отрицательной Eu-аномалией и сопоставляется с распределениями РЗЭ высокоглиноземистых ТТГ и высококремнеземистых адакитов. Часть плагิโอгранитоидов с распределениями такого типа имеют повышенные Sr/Y отношения (>50), также характерные для адакитов. Для второго типа распределения характерны обогащение тяжелыми РЗЭ и четко выраженная отрицательная Eu-аномалия. Такой тип распределения РЗЭ имеют плагิโอграниты многих офиолитовых комплексов мира, для которых установлено их происхождение в результате фракционной кристаллизации родоначального базитового расплава как в условиях срединно-океанического хребта, так и энсиматической островной дуги [например, 24]. На диаграмме Дж.Пирса Rb–Y+Nb, разделяющей гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования, точки составов венд-раннекембрийских плагิโอгранитоидов локализуются преимущественно в поле гранитов вулканических дуг, хотя часть из них с более низкими содержаниями Rb и более высокой суммой Y и Nb попадает в поле гранитов океанических хребтов; пермо-триасовых гранитоидов – в поле гранитов вулканических дуг и на границе этого поля с полем внутримитных гранитов.

Sr-Nd изотопный состав. Венд-раннекембрийские и пермо-триасовые плагิโอгранитоиды имеют интервал значений $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +6.6 до +9.8 и очень низкие величины начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0.702204 до 0.702683, характерные для базальтов срединно-океанических хребтов [4, 21] и плагิโอгранитоидов, драгированных в срединно-океанических хребтах [16]. Модельные, одностадийные ($t_{\text{Nd}}(\text{DM})$) и двустадийные ($t_{\text{Nd}}(2\text{DM})$), возрасты венд-раннекембрийских плагิโอгранитоидов соответствуют позднему рифею – венду и либо близки возрасту пород (546 млн лет), определенному U-Pb SIMS методом, либо несколько превышают

его (586–694 и 580–738 млн лет соответственно). Модельные, одностадийный и двустадийный, возрасты пермо-триасовых плагиогранитов соответствуют позднему триасу или позднему девону соответственно.

Геохимический и изотопный состав венд-раннекембрийских плагиогранитоидов позволяет предполагать, что они были образованы в пределах активной окраины в обстановке энсиматической островной дуги. Образованию дуги предшествовали *процессы деструкции допозднерифейской континентальной коры и образования океанической коры, фрагментами которой являются позднерифейские* [6] *ультрамафит-мафитовые породы Усть-Бельского массива*. Близкий к плагиогранитам венд-раннекембрийский возраст (562 ± 20 млн лет, U-Pb SIMS и 539 ± 10 млн лет, LA-ICP-MS; [8]) имеют обломочные цирконы туфогравелитов нижней части вулканогенно-осадочного комплекса Отрожной пластины. Возрасты обломочных цирконов датируют эксплозивную деятельность и синхронный процесс осадкообразования. Таким образом, накопление вулканогенно-осадочных толщ и венд-реннекембрийский плагиогранитоидный магматизм происходили в пределах одного латерального ряда структур энсиматической островной дуги.

Геохимические особенности и Sr-Nd изотопный состав пермо-триасовых плагиогранитов свидетельствуют об их надсубдукционной природе и первично мантийном источнике магм и также, как и для венд-раннекембрийских плагиогранитоидов позволяют предполагать формирование плагиогранитов в пределах энсиматической островной дуги. Остаётся не ясным, как допозднемезозойские комплексы Усть-Бельского террейна соотносились с предполагаемой энсиматической дугой. Островодужные комплексы позднепалозойского–раннемезозойского этапа хорошо известны на п-ове Тайгонос и в Пенжинском районе [10], и отнесены к структурам Кони-Тайгоносской островной дуги [17]. Изученные нами пермо-триасовые плагиограниты, вероятнее всего были образованы в едином тектоническом ансамбле с комплексами Кони-Тайгоносской дуги.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00795, 16-05-00146), гранта РНФ №16-17-10251 и гранта Президента РФ МК-132.2017.5.

Литература

1. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. *Аристов А.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Хаясака Я.* Новые данные о возрасте осадочного чехла офиолитов Отрожной пластины Усть-

- Бельского террейна // Геология полярных областей земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 21–24.
3. *Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука. 1978. 199 с.
4. *Костицин Ю.А.* Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 2. С.26–32.
5. *Зонениян Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
6. *Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А.* U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия, 2012. № 1 С. 48–59.
7. *Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А.* Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья. // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С.30–70.
8. *Моисеев А.В.* Структура и история тектонического развития Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы (СВ России, Корякия). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2015. 30 с.
9. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я., Лэйер П.* Новые данные Ar-Ar датирования позднепалеозойско-раннемезозойского метаморфического события пород Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI тектонического совещания. 2014. Т. 2. М.: ГЕОС. С. 13–16.
10. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
11. *Некрасов Г.Е., Богомолов Е.С.* Офиолиты Усть-Бельского террейна (Чукотка) – след позднедокембрийского раскола суперконтинента Родиния в структурах северо-восточного обрамления Сибирского кратона (структурные, петролого-минералогические и изотопные данные) // ДАН. 2015. Т. 461. № 6. С. 685–690.
12. *Паланджян С.А.* Усть-Бельский офиолитовый террейн Западно-Корякского орогена: изотопное датирование и палеотектоническая интерпретация // Геотектоника. 2015. № 2. С. 50–67.
13. *Паланджян С.А.* Офиолиты Усть-Бельского террейна: среднепалеозойская океаническая ассоциация в Западно-Корякском покровно-складчатом поясе // Материалы IV Совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 180–184
14. *Палечек Т. Н., Моисеев А.В., Соколов С.Д.* Новые данные о строении и возрасте юрско-нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье, Чукотка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. №2. С. 43–60.

15. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
16. Силантьев С.А., Кепке Ю., Аriskин А.А., Аносова М.О., Краснова Е.А., Дубинина Е.О., Зур Г. Геохимическая природа и возраст плагиогранит/габбро-норитовой ассоциации внутреннего океанического комплекса Срединно-Атлантического хребта на 5°10' ю.ш. // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 126–146.
17. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
18. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная патифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
19. Соколов С.Д., Бялобжецкий С.Г. Террейны Корьякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
20. Тихомиров П. Л. Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корьякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 222–226.
21. Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. N 8. P. 1099–1108.
22. Hayasaka Y., Moiseev A.V., Sokolov S.D., Ishiwatari A., Machi S., Ledneva G.V., Palandzhyan S.A., Basylev B.A. Methodology and philosophy for detrital zircon chronology using EPMA, LA-ICP-MS, and SHRIMP, and outline of results for the Paleozoic to Mesozoic complex in the Ust-Belaya Range, West Koryak thrust and fold Belt, Far East Russia // Abstracts of the Russian–Japanese workshop symposium “Ophiolites and related complexes: significance for geodynamic interpretations”, June 15–16, 2010. Moscow, 2010. P. 11.
23. Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G. Ophiolitic complex and associated rocks in the Ust-Belaya mountains and Algan ridge, Russian Far East. U.S. Department of the interior. U.S. geological survey. Open-Files Report PF 92-20-I. 1996. P. 8.
24. Whattam S.A., Gazel E., Yi Keewook, Denyer P. Origin of plagiogranites in oceanic complexes: A case study of the Nicoya and Santa Elena terranes, Costa Rica // Lithos. 2016. V. 262. P. 75–87.

**Возрастные метки ранне- и позднектонических событий
свекофеннского тектогенеза на ЮВ Балтийского щита
(северный домен Приладожья)**

Датированию тектоно-метаморфических процессов в комплексах свекокарелид юго-востока Балтийского щита и выстраиванию последовательности этапов эндогенной активности в регионе в последние годы уделяется серьезное внимание, однако при этом акцент преимущественно делается на определении временных интервалов проявления магматических и метаморфических процессов [1–4]. Для датирования же деформационных событий, сопряженных с термально-вещественными преобразованиями, принципиально важно определение возрастных меток в конкретных геологических телах или зонах, привязанных к фиксируемым элементам структуры разных генераций. Ниже приводятся первые предварительные результаты такого целенаправленного подхода в определении отдельных рубежей и этапов тектонической эволюции Приладожья в пределах его, так называемого, северного домена [1]. Последний охватывает перикратонную окраину Карельского массива, где развит ладожский комплекс, включающий вулканогенно-осадочную сортавальскую серию (часть ятулия –людиковий) и метатерригенную ладожскую серию (калевий).

В тектонической эволюции региона в эпоху свекофеннского тектогенеза можно выделить три основных деформационных этапа, с каждым из которых связано формирование разномасштабных и разноплановых структур в системе архейский фундамент – палеопротерозойский чехол. К ним относятся, в том числе, и знаменитые гранито-гнейсовые «купола Эскола», возникшие при реоморфизме фундамента и обладающие признаками интерференционных структур в виде грибообразных в плане очертаний (рис. 1) [5, 6]. Самыми ранними являются складчато-надвиговые дислокации с отчетливо проявленной северной вергентностью в сторону Карельского массива. Картируемые на площади северного домена шарьяжно-надвиговые разрывные нарушения, отмеченные плоско-упорядоченными текстурами тектонитов среди складчато-деформированного субстрата ладожской серии, на некоторых участках оперяются пластино-подобными телами диоритов и гранодиоритов

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

² Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, Россия

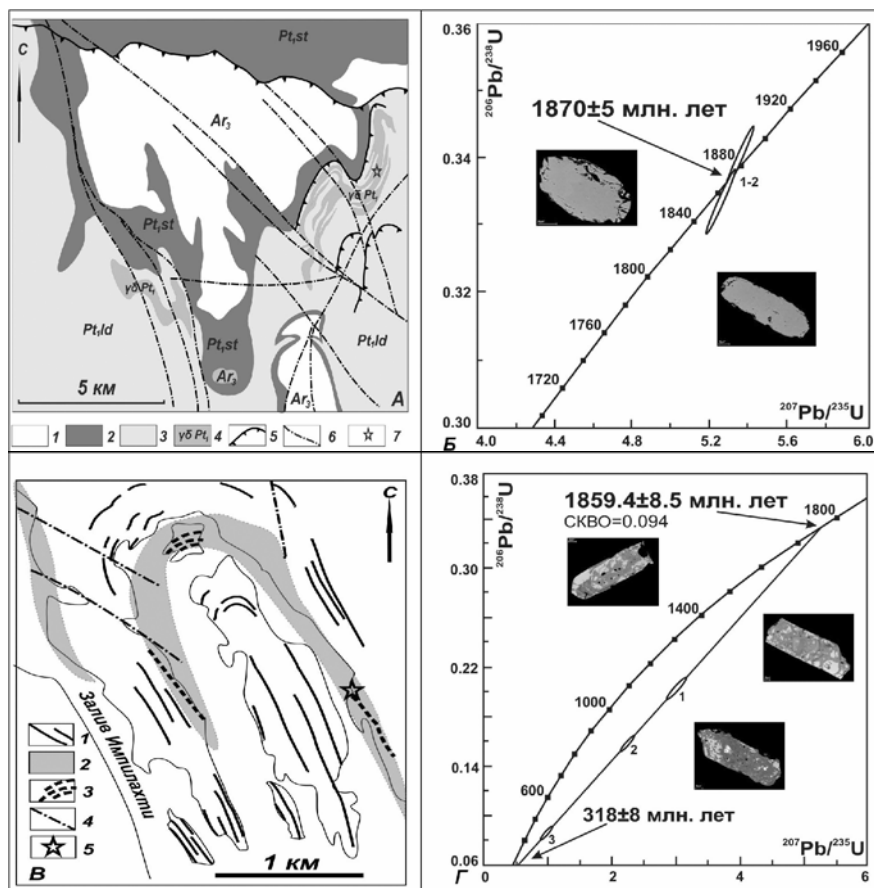


Рис. 1. Схематическая карта Сортавальского купола и его обрамления с телами раннекинематических гранодиоритов (А): 1 – гранито-гнейсы архея, 2 – метавулканы сортавальской серии палеопротерозоя, 3 – метаосадки ладожской серии палеопротерозоя, 4 – тоналиты и гранодиориты раннекинематического комплекса ТТГ, 5 – картируемые надвижки, 6 – поздние разрывы, 7 – место отбора пробы гранодиоритов. Диаграмма с конкордией для единичных цирконов из гранодиоритов (Б). Схема строения Хауккасарской синформы внутри Импилахтинского купола (В): 1 – дайки палеопротерозойских метабазитов в архейских гранито-гнейсах, 2 – метавулканы Сортавальской серии, 3 – жильные тела плагиигранитов, 4 – поздние разрывы, 5 – место отбора пробы плагиигранитной жилы. Конкордия для единичных зерен циркона из плагиигранитной жилы в метавулканидах сортавальской серии (Г)

комплекса ТТГ (рис. 1А). Помимо роли важного кинематического маркера (кулисно-эшелонированное положение относительно поверхностей сместителя, указывающие на надвиго-правосдвиговую кинематику разрывов этой генерации) они могут выступать и в качестве возрастного репера при датировании деформаций первого этапа. С этой целью в ГИ КНЦ РАН было проведено U-Pb датирование единичных цирконов (масс-спектрометр Finnigan MAT 262 (RPQ) из гранодиоритов восточного обрамления Сортавальского купола, давшее конкордантный возраст 1870 ± 5 млн лет (рис. 1Б).

Структурным аналогом этих гранодиоритов в пределах нижележащей сортавальской серии можно считать многочисленные жильные тела плагиогранитов, также кулисно-эшелонированно располагающиеся относительно границы серии с архейским фундаментом, указывающие на сходную кинематику перемещений по явно тектонизированному их контакту и последующее (как и гранодиориты) участие в складках второй генерации ССЗ простираения (рис. 1В). Датирование тем же U-Pb методом дало близкую цифру верхнего пересечения дискордии в 1859.4 ± 8.5 млн лет (рис. 1Г).

Эти же деформационные события свекофеннского тектогенеза зафиксированы и внутри гранито-гнесовых куполов, где многочисленные дайки метабазитов среди реоморфизованного архейского субстрата принимают участие в складчато-надвиговых деформациях первых двух этапов, образуя в плане картируемые интерференционные грибообразные формы [6, рис. 5]. Внутри купола Хавус (непосредственно южнее Сортавальского купола) в одной из вертикальных стенок была зафиксирована система надвигов и асимметричных складок с северной vergence (рис. 2А). Вдоль осевых поверхностей этих складок и параллельно надвиговым плоскостям были обособлены многочисленные плагиогранитные жилы, входящие в единый структурный парагенез первого этапа и в этом смысле синхронные с выше описанными телами гранодиоритов в ладожской серии и плагиогранитными жилами в сортавальской серии (рис. 2 А, Б). Вместе с тем, жилы плагиогранитов Хавуса местами затронуты огнейсованием и наложенной вдоль этих плоскостных текстур микроклинизацией (рис. 2 Б). Ориентировка вторичной гнейсоватости северо-восточная и совпадает с простираением осевых поверхностей мелких складок и субвертикальных разрывов третьей генерации, относимых нами к поздне-кинематическим деформациям [6].

Из недеформированного субстрата жил плагиогранитов и отдельно из их огнейсованных и микроклинизированных участков были отобраны цирконы, датированные на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, С.-Петербург). Для первой группы цирконов был получен конкордантный возраст

1870±6 млн лет (рис. 3Г). Во второй группе, помимо ядер, показавших близкие возраста (1865±13, СКВО=0.469; 1869±9.5, СКВО=0.545; 1869±9.1, СКВО=0.548), были выявлены дополнительные внешние оболочки. Конкордантная датировка одной из них показала значение 1768±6 млн лет (СКВО=0.666); при этом надо отметить повышенные значения содержания урана в этих оболочках (достигает 1936 г/т против обычных 825-920 г/т в ядрах) и соответственно пониженные Th/U соотношения.

Таким образом, полученные данные позволяют сделать несколько выводов о временных рубежах и интервалах проявления тектонических деформаций в северном домене Приладожья:

- суммарная длительность основных событий свекофеннского тектогенеза от ранне- до позднекинематических этапов составляет порядка ста миллионов лет;

- ранний тектонический этап, на котором произошло формирование складчато-надвигового структурного парагенеза, сопряженного со становлением раннекинематического комплекса ТТГ и пиковым проявлением метаморфизма, охватывает интервал от 1860 до 1870 млн лет;

- можно осторожно допустить (с учетом единичности определений), что формирование структурного парагенеза поздне-кинематического этапа (складки F₃ СВ простираения), синхронного с процессами калиевой гранитизации, близко к рубежу 1770 млн лет;

- проявление региональной субмеридиональной складчатости F₂, обусловившей обособление куполовидных выступов архейского фундамента частично интерференционной природы, приходится на интервал между двумя отмеченными рубежами;

- на основе существенного перекрытия временных интервалов развития магматических и тектоно-метаморфических процессов северного и южного доменов (последний несомненно начал развиваться раньше) [2] можно констатировать факт частичной синхронности и сопряженности их тектоно-метаморфической эволюции в общих геодинамических условиях.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН по теме 0144-2014-0089 «Взаимосвязь геодинамических, метаморфических и магматических процессов в подвижных поясах континентов»

Литература

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
2. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свекофеннской плутоно-

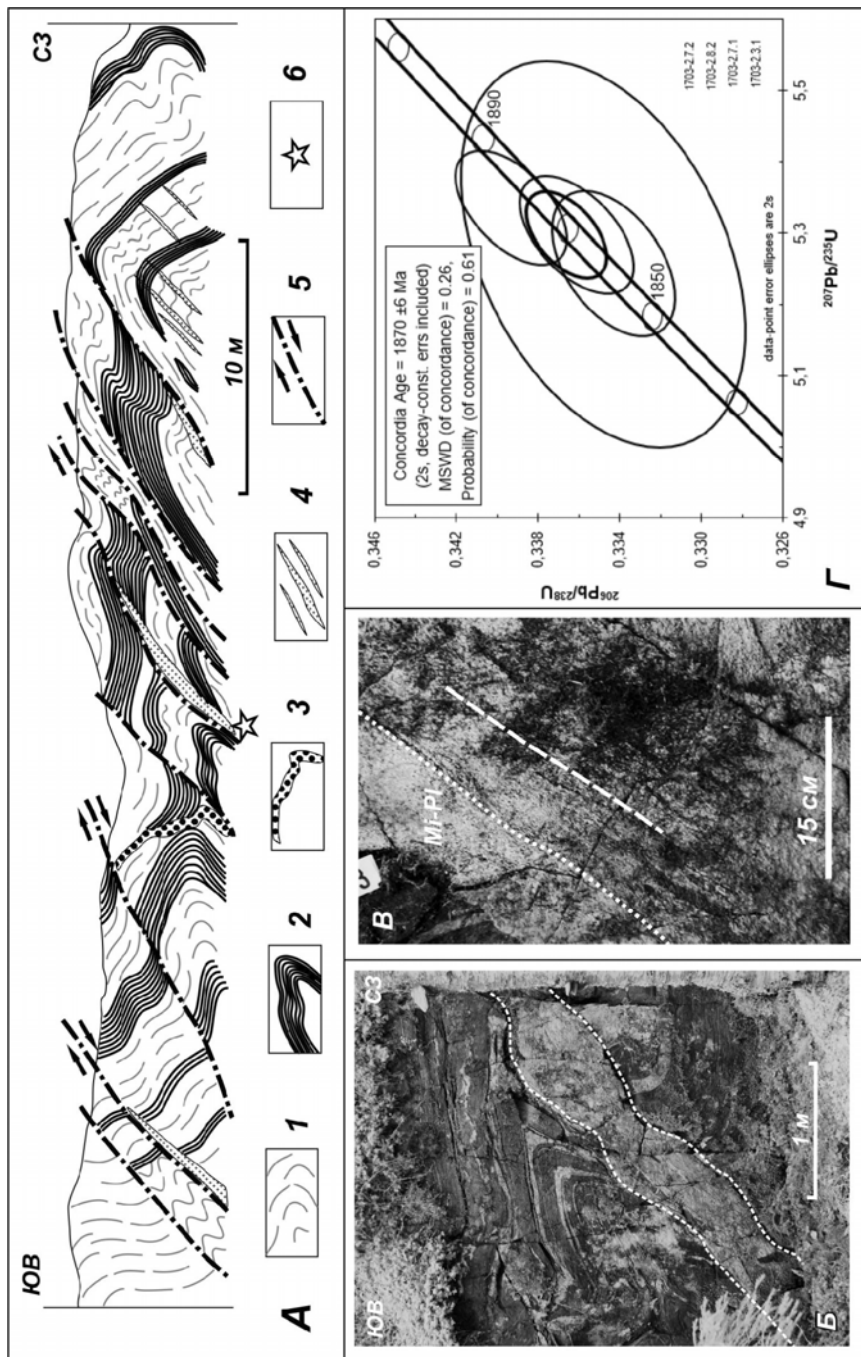


Рис. 2. Зарисовка вертикальной стенки внутри Хавус (А): 1 – гранито-гнейсы архея, 2 – тела даек метабазитов, 3 – плагиогранитные жилы ранней генерации, 4 – огнейсованные и микроклинизированные жилы плагиогранитов, 5 – поверхности надвигов, 6 – место обора пробы плагиогранита; фотография обнажения со складчатыми структурами, образованными полосчатыми дайковыми телами метабазитов и жилой плагиогранитов вдоль ОП (Б); детальное фото плагиогранитной жилы с элементами наложенного огнейсования и микроклинизации (В); диаграмма с конкордией для единичных цирконов плагиогранитной жилы (Г)

метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита, Приладожье // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.

3. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // ДАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.

4. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. Время, длительность и РТ-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb-геохронологии) // ДАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 660–664.

5. Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов. М.: АН СССР. С. 3–120.

6. Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.

И.И. Нестеров (мл.), Д.А. Огнев¹

Тектонические и геодинамические аспекты нефтегазоносности Западно-Сибирской геосинеклизы

Согласно расчетам И.И. Нестерова и В.В. Потеряевой [3], продуктивность по нефти и газу осадочных бассейнов целиком определяется объемной скоростью прогибания в тыс. км³/млн лет. В целом для Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского бассейна указанная зависимость подтвердилась открытием более 900 месторождений нефти и газа. Из приведенной ими формулы следует, что если бассейн неоднородный, то более богатой, например, по нефти будет наиболее прогно-

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

тая часть мегабассейна. Западно-Сибирский мегабассейн делится на две части – северную с Ямало-Тазовской мегасинеклизой, где мощность чехла достигает 9.0–10.0 км и более южную, включающую Обскую региональную террасу (амфитеатр), где мощность чехла изменяется от 4.0 до 1.5 км, и Внешний пояс геосинеклизы. Однако продуктивность чехла по нефти Обской террасы в 2–3 раза превышает ресурсы Ямало-Тазовской мегасинеклизы, по газу – почти все запасы сосредоточены в Ямало-Тазовской мегасинеклизе и приурочены в основном к апт-альб-сеноманскому комплексу, контролируясь структурами разного порядка [1, 2, 4].

Итак, создалось два полюса продуктивности – северный газовый и газоконденсатный с месторождениями-гигантами – Уренгойским, Медвежьим, Ямбургским, Заполярным, Бованенковским и центральный с нефтяными гигантами типа Самотлорского, Усть-Балыкского, Красноленинского и других. Геодинамический анализ Западно-Сибирского бассейна в целом позволил в значительной степени решить проблему углеводородной специализации.

Отметим наиболее важные геодинамические элементы эволюции Западно-Сибирской геосинеклизы. Первое – это структуры раннего заложения и длительного развития, что при миграции нефти из пределов Ямало-Тазовской мегасинеклизы и Юганской мегавпадины обеспечило продуктивность широтной полосы от Шаимского НГР на западе до Александровско-Васюганского мегавала на востоке. Здесь вся эта полоса оказалась областью повышенной тектоно-гидротермальной активности как в триасовое время, когда формировались аркогенные грабены с вулканогенным выполнением и нефтеносностью, так и в более поздние эпохи в отрезок времени 180–20 млн лет, в течение которого в доюрском фундаменте выявлены молодые цирконы с аномально высоким содержанием урана в цирконах до 74 000 г/т [1, 2]. Эта область активизации имеет диаметр около 1000 км и охватывает подавляющую часть месторождений нефти (рисунок). Таким образом, «дыхание» недр явно влияет на процессы нефтеобразования в осадочных бассейнах. К этому надо добавить, что своды и мегавалы, тяготеющие к северной половине Западно-Сибирского бассейна, являются более молодыми по главным фазам формирования, чем более южные структуры (таблица).

Еще одной особенностью нефтегазоносности Западно-Сибирского бассейна, является резкое падение скорости прогибания бассейна уже в палеогеновое время, которое предопределило отсутствие значимой нефтегазоносности бассейна в послетуронских отложениях.

Таким образом, эволюция Западно-Сибирского бассейна от центрального развития с севера на юг претерпела целый ряд активизаций, повлиявших на углеводородную локализацию залежей.

Динамика развития сводов и мегавалов мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской геосинеклизы																			Таблица			
№ п/п	Своды и мегавалы	амплитуды, м								отрезок времени, млн.				скорость, м/млн. лет								
		гор.А	h1	гор.Т1	h2	гор.М	h3	гор.Г	h4	t1	t2	t3	t4	V1	V2	V3	V4					
1	Александровский свод	650	139	511	-2	513	-11	524	524	18	43	29	71	7,7	-0,05	-0,4	7,4					
2	Бованенковский свод	600	8	592	183	409	123	286	286	20	43	29	71	0,4	4,3	4,2	4					
3	Владимировский свод	485	205	280	158	127	101	26	26	25	43	29	71	19,4	3,7	3,5	0,4					
4	Геофизический мегавал	400?	1	399	99	300?	200	100?	100	84	43	29	71	0	2,3	6,9	1,4					
5	Гыданский свод	300	91	209	109	100?	60	40	40	84	43	29	71	1	2,5	2,1	0,6					
6	Демьянский мегавал	518	174	384	192	192	91	101	101	18	43	29	71	7,4	4,5	3,1	1,4					
7	Заполярный мегавал	1158	823	335	35	300?	70	230	230	84	43	29	71	9,8	0,8	2,4	3,2					
8	Каймысовский свод	518	134	384	184	200?	111	89	89	18	43	29	71	7,4	4,3	3,8	1,3					
9	Красноленский свод	325	225	100	90	10	10	0	0	18	43	29	71	12,5	2,1	0,3	0					
10	Малыгский мегавал	300?	8	292	100	192	118	74	74	84	43	29	71	0,4	2,3	4,1	1					
11	Медвежий мегавал	300?	20	280	79	201	0	201	201	20	43	29	71	0,1	1,8	0	2,8					
12	Межовский мегавал	503	101	402	242	160	150	-10	10	18	43	29	71	5,61	5,63	5,2	0,1					
13	Нижневартовский свод	393	59	334	185	149	66	83	83	18	43	29	71	3,6	4,3	2,3	1,2					
14	Нижнеуральский мегавал	580	152	428	128	300?	100	299	200	84	43	29	71	2,7	3	3,4	2,8					
15	Новопортовский мегавал	543	0	543	93	450	150	300	300	2	43	29	71	0	2,2	5,2	4,2					
16	Парабельский мегавал	676	421	255	135	120	100	-20	20	18	43	29	71	23,4	3,1	3,4	2,8					
17	Пудинский мегавал	530	276	254	51	203	150	-53	53	20	43	29	71	13,8	1,2	5,2	0,7					
18	Пылькаринский мегавал	389	201	188	-27	215	101	114	114	25	43	29	71	8	-0,6	3,5	1,6					
19	Расхокинский мегавал	2313	-241	2554	1217	1337	1279	58	58	84	43	29	71	-2,9	28,3	44,1	0,8					
20	Северный свод	379	78	301	-133	434	-26	460	460	18	43	29	71	4,3	-3,1	-0,9	6,5					
21	Среднеиссохский мегавал	1369	-147	1516	988	528	342	186	186	84	43	29	71	-1,8	23	11,8	2,6					
22	Старосодатский мегавал	211	133	78	25	53	10	43	43	20	43	29	71	7,4	0,6	0,3	0,6					
23	Сургутский свод	713	439	274	197	77	-6	83	83	18	43	29	71	24,4	4,6	-0,2	1,2					
24	Тамбейский мегвал	265	-27	292	200	92?	40	52?	52	84	43	29	71	-0,3	4,7	1,4	0,7					
25	Уренгойский м/вал	653	387	266	-6	274	43	231	231	70	43	29	71	5,5	-0,14	1,5	3,3					
26	Харамурский м/вал	316	90	226	68	158	73	85	85	20	43	29	71	4,5	1,6	2,5	1,2					
27	Ямбургский свод	370	-1	371	20	351	123	228	228	70	43	29	71	0,01	0,5	4,2	3,2					
	А, Т1, М, Г	индексы отражающих горизонтов																				
	h	амплитуды поднятий, м																				
	V1- V4	скорость роста, для отрезков времени t1-t4																				

Литература

1. Бочкарев В.С. Кратонизация фундамента, аркогенез и этапы активизации Западно-Сибирской геосинеклизы // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Материалы II Всероссийской научной конференции. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. С. 17–21.
2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Курчиков А.Р. Новые аспекты нефтеобразования и геодинамики в свете изотопно-геохимических исследований цирконов на примере Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2010. № 6. С. 30–42.
3. Нестеров И.И., Потеряева В.В. Региональные геологические условия, контролирующие формирование крупных месторождений нефти и газа // Геология нефти и газа. 1971. №10. С. 1–6.
4. Огнев Д.А., Черданцев С.Г. Тектоническое районирование надсеноманского структурного звена северной части Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2006. № 8. С. 52–58.

**¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os отношение в породах субконтинентальной
литосферной мантии (по мантийным ксенолитам)**

В работе представлены результаты анализа данных (авторские и литературные) по содержанию Re и Os, отношениям ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os в ксенолитах (из кимберлитов и щелочных базальтов) перидотитов, эклогитов и пироксенитов из мантии, подстилающей раннедокембрийские кратоны, обрамляющих их разновозрастных складчатых поясов и рифтогенных структур в пределах кратонов, а также пород орогенических массивов в альпинотипных складчатых поясах. Значения отношений ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os в породах сравниваются с современным отношением в хондрите CI (0.1278 [3, 4]) и «примитивной верхней мантии» PUM (0.1296 [2]).

В перидотитах каждого из кратонов наблюдается разброс значений ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os, но все они, за редким исключением, не превышают его значение в PUM. Перидотиты кратонов Каапваальский, Вайоминг, Североамериканский характеризуются, в основном, более низкими значениями ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (<0.117) по сравнению с перидотитами Карельского и Сибирского кратонов (преимущественно от 0.111 до 0.1296). В перидотитах Северокитайского кратона значения ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os находятся в пределах от 0.116 до 0.129, за исключением перидотитов Fuxia, в которых они ниже: от 0.106 до 0.115 [5]. Особенностью Re-Os системы перидотитов этого кратона является и низкое значение ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os отношения (от 0.01 до 0.65) по сравнению с мантией других кратонов (достигает 2.0). Оно близко к рассчитанному для возраста 4.56 млрд лет значению ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os в хондрите CI: 0.422 [3]. В ксенолитах перидотитов из мантии, подстилающей складчатые пояса (возраст от раннепротерозойского до позднепротерозойского–фанерозойского) и рифтогенные структуры (фанерозойский возраст) в пределах кратонов, а также в перидотитах орогенических массивов в альпинотипных складчатых поясах отношение ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os также не превышает значения в PUM.

В мантийных эклогитах и пироксенитах (возраст от палеоархея до неопротерозоя) наблюдаются высокие концентрации Re и повышенные по сравнению с CI и PUM значения ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os и ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os. Такие Re-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия (ФГБУН ИГГД РАН), Санкт-Петербург, Россия

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

Os изотопные характеристики большинства этих пород указывают на то, что они не могли образоваться в результате плавления только мантийного перидотита и значительную роль в их образовании играли источники, обогащенные Re. Вероятно, они являются продуктами метаморфического преобразования субдуцированного в мантию вещества океанической коры. Это согласуется и с Nd-Sr изотопной систематикой некоторых эклогитов.

В глубинных зонах субкратонической мантии, где при температуре до 1300–1400°C и давлении до 50–60 кбар интенсивно проявлены процессы плавления, нельзя исключать образование эклогитов и пироксенитов как продуктов фракционной кристаллизации первично мантийных расплавов, предположительно, коматиитового [1]. Поскольку коматииты образуются при высокой степени плавления перидотитов и им свойственно низкое содержание Al_2O_3 и низкое отношение Al/Mg, коматиитовые магмы должны характеризоваться низкими значениями $^{187}Os/^{188}Os$ отношения [2]. Фракционная кристаллизация таких магм даже на завершающих стадиях, вряд ли, может привести к образованию пироксенитов и эклогитов с высоким содержанием осмия, которые наблюдаются в эклогитах субдукционного происхождения.

В заключении обсуждается ряд гипотез для объяснения различий в значениях $^{187}Os/^{188}Os$ отношения в мантии кратонов.

Гипотеза 1. Неполная химическая гомогенизация вещества мантии на стадии «магматического океана» и различная эволюция изотопного состава Re-Os системы в отдельных участках мантии в течение 4.56 млрд лет.

Гипотеза 2. Взаимодействие с перидотитами просачивающихся сквозь субкратоническую мантию расплавов/флюидов, образующихся при неоднократном их плавлении в более глубоких горизонтах в течение ее длительной эволюции и обогащающих мантийные породы верхних горизонтов рением.

Гипотеза 3. Взаимодействие с реститовой мантией расплавов/флюидов, образующихся при плавлении субдуцированных эклогитов, обогащенных Re и радиогенным Os и, поэтому неравновесных с перидотитами, обедненными этими элементами. Редкость нахождения перидотитов со значениями $^{187}Os/^{188}Os$, превышающими таковые в PUM, говорит о незначительных масштабах такого взаимодействия.

Наиболее вероятна гипотеза 2. Процессы плавления в субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ), протекавшие в различных условиях T , P , fO_2 и с различной интенсивностью, обусловили вариации состава реститовой мантии и образующихся при этом расплавов, от щелочных базальтов до коматиитов. Естественно ожидать, что варьирую-

щий состав расплавов/флюидов мог вызывать различной степени изменения изотопных отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах.

Постоянство изотопных отношений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах СКЛМ, подстилающей разновозрастные структуры континентальной коры, с одной стороны, и сохранность в эклогитах архейского возраста высоких значений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, свойственных базальтам океанической коры, с другой стороны, свидетельствуют о слабом нарушении изотопного состава Re-Os системы в течение длительного времени (миллиарды лет) в породах.

Литература

1. *Литвин Ю.А.* Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: Наука, 1991. 311 с.
2. *Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P.* Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. P. 1311–1323.
3. *Pearson D.G.* The age of continental roots // *Lithos.* 1999. V. 48. P. 171–194.
4. *Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W., Becker H., Grossman J.N., Rubin A.E.* Comparative $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ systematics of chondrites: implications regarding early solar system processes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. V. 66. P. 4187–4201.
5. *Zhang H-F, Goldstein S.L., Zhou X.H., Sun M., Zheng J.P., Cai Y.* Evolution of subcontinental lithospheric mantle beneath eastern China: Re–Os isotopic evidence from mantle xenoliths in Paleozoic kimberlites and Mesozoic basalts. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. V. 144. P. 241–253.

**А.М. Никишин¹, Е.И. Петров², К. Гайна³, Н.А. Малышев⁴,
С.И. Фрейман¹**

Новые геологические данные и модель тектонической истории Арктического океана

В ходе проектов МПР РФ «Арктика-2011», «Арктика-2012» и «Арктика-2014» получено более 20 тысяч километров сейсмических профи-

¹ МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия

² Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

³ Университет Осло, Осло, Норвегия

⁴ Роснефть, Москва, Россия

лей для Арктики (рисунок). В 2012, 2014 и 2016 годах были получены принципиально новые данные по разрезу осадочного чехла поднятия Менделеева (работы МПР РФ и ГИН РАН).

Наши сейсмостратиграфические корреляции указывают на следующие вероятные выводы:

(1) Канадский бассейн, вероятно, сформировался до середины апта в раннем мелу, но этот вопрос остается дискуссионным.

(2) Бассейн Подводников начал формироваться не раньше апта. Наши основные аргументы состоят в том, что на Новосибирских островах и на острове Врангеля мезозойская складчатость закончилась перед аптом (или вначале апта). Раннемеловые (вероятно, аптские) базальты Де-Лонга залегают с угловым несогласием на разновозрастных палеозойских породах и формировались после фазы значительной эрозии. На сейсмических профилях видно, что, вероятно, базальты Де-Лонга залегают в основании некоторых рифтов Восточно-Сибирского моря. Значит, время рифтинга в Восточно-Сибирском море не может быть древнее апта. Время рифтинга в Северо-Чукотском бассейне также по нашим сейсмостратиграфическим корреляциям не древнее апта. Рифты континентальной окраины бассейна Подводников не могут быть древнее этого бассейна.

(3) Бассейн Макарова, вероятно, моложе бассейна Подводников. Вероятное время образования бассейна Макарова поздний мел – палеоцен. Вероятно, бассейн образовался как pull-apart структура.

(4) Сбросообразование и вертикальные движения на поднятии Альфа-Менделеева и на хребте Ломоносова с возрастом моложе 45 млн лет проходило синхронно с ультрамедленным спредингом на хребте Гаккеля. Вероятно, все эти процессы проходили синхронно и были связаны с региональным растяжением.

(5) Открытию Евразийского бассейна предшествовал рифтинг в море Лаптевых и на хребте Ломоносова около 80–56 млн лет.

Мы считаем, что Арктический Океан, вероятно, сформировался за четыре фазы с разной кинематикой. Условные границы разных фаз: 133–125, 125–80, 80–56, 56–0 млн лет.

Границы первой фазы соответствуют двум региональным несогласиям на Арктическом шельфе Аляски: 133 млн лет – Lower Cretaceous Unconformity (LCU), 125 млн лет – Brookian Unconformity (BU). По нашей модели LCU соответствует началу раскрытия Канадского бассейна, а BU – окончанию формирования Канадского бассейна. Время окончания формирования Канадского бассейна, вероятно, совпадает с началом крупномасштабного коллапса Верхояно-Чукотского орогена и началом континентального рифтинга в Восточно-Сибирском море и российской

части Чукотского моря. Вероятно, примерно около 125 млн лет была крупная реорганизация кинематики литосферных плит. Этой реорганизации плит соответствовал коллапс Верхояно-Чукотского орогена и начало воздействия суперплюма HALIP. В Арктике эти процессы привели к образованию рифтовых глубоководных бассейнов Подводников, Менделеева и Наутилус и вулканического сооружения хребта Альфа-Менделеева на сильно утоненной рифтингом континентальной коре. Эти процессы длились примерно до 80 млн лет.

80 млн лет – это примерное время окончания субдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. После этого начал формироваться Корякско-Западнокамчатский аккреционный ороген, который закончил своё образование около 50–45 млн лет. Окончание субдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе может соответствовать моменту значительной реорганизации кинематики плит и окончанию формирования хребта Альфа-Менделеева.

В интервале времени 80–56 млн лет, возможно, были крупномасштабные сдвиговые деформации, которые привели к формированию бассейна Макарова. Вероятно, эти сдвиговые деформации увязывали кинематику плит в Атлантическом и Тихоокеанском регионах.

Начиная с 56 млн лет (или ранее) история формирования Арктического океана связана с раскрытием Атлантического океана. Сформировался Евразийский бассейн.

В докладе представляются схемы геологической истории Арктического океана.

С.Б. Николаева¹

Четвертичная тектоника Балтийского щита: актуальные проблемы изучения и результаты работ

Долгий период времени роль тектоники, в том числе и сейсмотектоники, в исследованиях по четвертичной геологии, по ряду причин, оставалась на втором плане. Особенно это касалось платформенных территорий или областей с невысоким уровнем сейсмической активности, таких как Балтийский (Фенноскандинавский) кристаллический щит. Между тем ситуация уже давно изменилась. Представления о неподвижности или малоподвижности равнинных и платформенных террито-

¹ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия

рий оказались далекими от действительности [5]. Господствующее представление о спокойном плавном развитии природной обстановки изменилось на концепцию чередования периодов с разной тектонической активностью [8]. Роль гляциоизостазии в сейсмотектонике считали существенно ограничили, отдавая приоритеты эндогенным внутриземным процессам. Почти перестало употребляться словосочетание «выпахивающее действие ледника». Для многих регионов показана ведущая роль горизонтальных движений и значительные превышения их над вертикальными [4]. Появляется все больше сообщений о сейсмогенных нарушениях в рельефе и отложениях Фенноскандии. Эти тенденции, намеченные многочисленной группой исследователей, заставляют сосредоточиться сегодня на проявлениях тектонической активности именно в платформенных (щитовых) территориях.

Одной из основных проблем изучения четвертичной тектоники древних щитов является то, что амплитуды и градиенты тектонических движений за этот период очень малы, и получить необходимые характеристики затруднительно. Острая проблема существует и при выделении разрывных тектонических дислокаций послеледникового периода и активных разломов. Не всегда однозначно определение возраста молодых дислокаций. Это связано с тенденцией щитов к поднятию, мало-мощности и прерывистости распространения покрова четвертичных отложений в таких областях. Несмотря на указанные трудности в изучении всех этих и многих других аспектов, часть из них все-таки поддается расшифровке.

В представленном сообщении мы сосредоточимся на обсуждении лишь ограниченного блока четвертичной тектоники, а именно на локальных тектонических движениях и связанных с ними сейсмотектонических подвижках и палеосейсмодислокациях Кольского региона, их локализации и связи со структурами и движениями.

В последние годы в регионе проводились комплексные исследования, направленные на выявление следов новейшей тектонической активности в породах и отложениях [6, 7]. Эти исследования имели палеосейсмогеологическую направленность и сопровождалась наземным изучением обнажений в кристаллических породах (зонах разломов), проходкой шурфов и канав в рыхлых отложениях и бурением скважин и изучением кернов донных осадков озер. Результаты работ позволили получить новые данные о проявлении сейсмодетектирования в разных геологических средах, тектонической активности структур и времени их активизации.

На рис. А представлена уточненная схема распределения по плотности остаточных деформаций земной коры, составленная по результатам дешифрирования аэрофотоматериалов, космоснимка и анализа топогра-

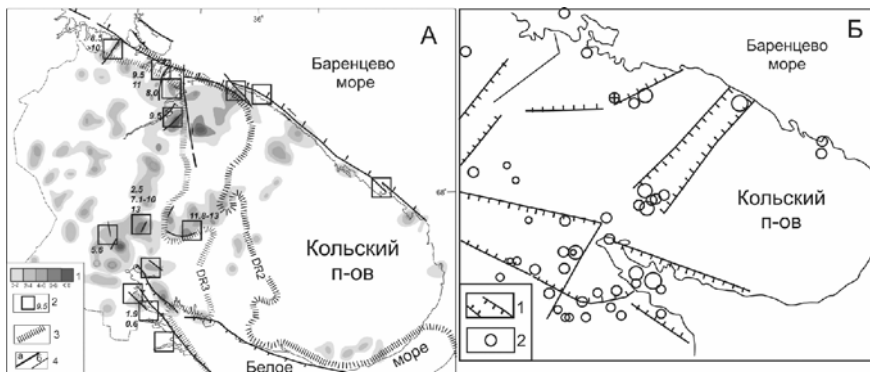


Рисунок. Распространение областей концентрации остаточных деформаций и их соотношение со структурами и движениями.

А: 1 – плотности остаточных деформаций в количествах, приходящихся на единицу площади (15×15 км) (по результатам дешифрирования); 2 – опорные участки изучения палеосейсмодислокаций и их возраст по ^{14}C ; 3 – положение края активного льда в периоды среднего (DR2) и позднего (DR3) дриаса; 4 – разломы с признаками активизации в голоцене главные (а), второстепенные (б). Б: 1 – границы предполагаемых палеорифтовых зон по [Гарбар, Трофимов, 1993], штрихи в сторону падения сместителя, 2 – эпицентры землетрясений за период 1375–1993 по каталогу Землетрясений Северной Европы.

фических карт масштаба 1:25000; 1:50000, а также по результатам наземных геолого-геоморфологических исследований. Схема отражает области концентрации остаточных деформаций (ОКС), которые локализируются в пределах небольших участков территории и возможно отвечают положению эпицентральных областей сильных палеоземлетрясений. ОКС неравномерно распределены по территории региона. Очевидные сгущения наблюдаются в западной половине (рис. А), характеризующейся наиболее интенсивной величиной суммарных поздне- и послеледниковых поднятий, по сравнению с восточной частью. Сопоставление хода дегляциации и пространственного расположения ОКС показало, что последние концентрируются в пределах территории, которая была занята активным льдом в течение позднего и среднего дриаса. Такое распределение деформаций обусловлено вероятно наиболее быстрой дегляциацией территории в позднем дриасе, и наибольшим градиентом поверхности ледника в среднем дриасе и, соответственно, вероятно, и большей, по сравнению с предшествующими стадиями эволюции ледника, контрастностью напряжений, возникающих в земной коре как при наступлениях ледника, так и при последующей дегляциации территории [3].

В структурно-тектоническом отношении ОКС наследуют зоны крупных разломов региона и тяготеют к локальным участкам активизированных разломов и блоков меньших масштабов. Так, наблюдается хорошая пространственная корреляция ОКС, а также эпицентров современных землетрясений с предполагаемыми палеорифтовыми зонами [2] (рис. Б). Совпадение особенно определенно устанавливается для Хибинско-Кантозерской зоны северо-восточного направления, занимающей секущее положение по отношению к основным тектоническим структурам региона и являющейся зоной проявления палеозойской активизации [1]. Кроме того, ОКС маркируют зону новейшего грабена Кандалакшского залива – крупнейшую активную структуру Балтийского щита, наследующую и возрождающую рифейский грабен, а также Мурманскую зону с разломом «Карпинского», рассматриваемую как тектоническую границу первого порядка между Баренцевой плитой и Балтийским кристаллическим щитом. Активизированы и другие отдельные сегменты более мелких разломов. Раздробленность и блоковое строение Балтийского щита определяют кинематическую и динамическую разнородность различных межблоковых движений. Подтверждением этому может быть относительно высокая палеосейсмическая активность в центральной части Кольского региона: грабенообразной депрессии Имандровской неотектонической впадины и поднимающихся Хибинском и Ловозерском горных массивов, то есть в зонах наиболее интенсивных дифференцированных вертикальных подвижек.

Во временном аспекте просматривается следующая закономерность: большее число сеймотектонических событий приходится на период позднеледникового и раннего голоцена.

Полученные данные определенно показывают, что территория Кольского региона несет ясные признаки тектонической и сейсмической активизации в поздне- и послеледниковое время. Подтверждается унаследованное, длительное тектоническое развитие древних разломных структур и их активизация, которая проявлялась в виде сильных палеоземлетрясений. Установленный тренд снижения сейсмической активности от позднеледникового к настоящему времени связан с затухающим гляциоизостатическим поднятием щита и переходом ведущей роли от вертикально направленных сил гляциоизостазии к горизонтально сжимающим напряжениям. Действие гляциоизостазии, как фактора создания напряжений к настоящему времени практически исчерпало себя, тогда как тектонический фактор продолжает проявляться и до сих пор.

Литература

1. *Балуев А.С., Терехов Е.Н.* Хибино-Кантозерская тектоническая зона – структура пропагации Восточно-Баренцевоморского рифтогенного трога // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 33–37.
2. *Гарбар Д.И., Трофимов О.В.* Методика и практика геодинамических реконструкций (на примере Балтийского щита и его обрамления) // Геология Северо-Запада Российской Федерации: Сборник научных трудов. СПб., 1993. С. 105–124.
3. *Евзеров В.Я., Николаева С.Б.* Сейсмотектонические последствия развития покровных оледенений четвертичного периода в Кольском регионе // Геоморфология. 2003. № 2. С. 61–64.
4. *Марков Г.А.* О происхождении и закономерностях проявления напряжений горизонтального сжатия в массивах горных пород в верхней части земной коры // Геотектоника. 1983. № 3. С. 32–41.
5. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
6. *Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В.* Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2016. Т. 469. № 2. С. 199–203.
7. *Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б.* Катастрофическое событие голоцена в донных осадках озер Кольского полуострова (СВ Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 88–92.
8. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.

А.А. Никонов¹, Д.С. Зыков², С.Б. Николаева³, С.В. Шварев^{1,4}

Шовная зона «Линия Карпинского» на севере Европы как активный тектонически и сейсмически сейсмолинеament высшего порядка

«Линия Карпинского» согласно последним исследованиям представляет зону не только древних, но и новейших разрывов. Она протя-

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

² Геологический Институт РАН, Москва, Россия

³ Геологический Институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

⁴ Институт географии РАН, Москва, Россия

гивается на сотни километров, ярко выражена морфоструктурно, на суше ступенями рельефа, долинами и каньонами, а в акватории – ступенями подводного рельефа, и геологически – разломами и приразломными деформациями, зонами сгущения трещин в кристаллических породах [14, 1–5 и мн. др.]. Уже на неотектонической карте Фенноскандии и прилежащих областей Мурманская зона по геологическим и геоморфологическим данным выделена как зона «новейших разрывных деформаций» [14]. Зона наиболее масштабная по протяженности – 500 км – и по суммарной амплитуде новейших вертикальных движений – 450–500 м на западе и 350–400 м на востоке. Другой столь крупной зоны на шите и на Восточно-Европейской платформе нет. Именно по этой зоне кристаллический фундамент ступенчато погружен в сторону моря. В последние годы по расположению крупных присдвиговых депрессий, кулискому облику возвышенностей обнаружены, как левосторонние, так и правосторонние сдвиги, с активизацией в новейшее время. И ряды субвертикально падающих мелких кулисных трещин (длиной обычно в см и десятки см каждая) свидетельствуют о проявлениях рассеянных малоамплитудных сдвиговых движений. Эти ряды направлены, как по простиранию линии Карпинского (северо-западные направления), так и под разными углами к нему (северные, северо-восточные, субширотные простирания). С их помощью по линии Карпинского и по секущим разрывам отчетливо восстанавливаются сдвиговые смещения противоположных направлений [1, 2].

Подход авторов основан на использовании трех следующих составляющих: 1) изучение проявлений активной тектоники за последние 15–10 тыс. лет (активные разломы), 2) выявление и параметризация землетрясений доисторического периода (палеосейсмогеологический метод), 3) использование углубленного анализа ранее не приводимых сведений о землетрясениях последних пяти столетий (исторический метод палеосейсмологии). Везде, где возможно, все три группы исходных данных рассматриваются сопряженно и в сопоставлении с данными инструментальной сейсмологии (за период менее 100 лет).

В СССР десятилетиями сохранялись представления о чрезвычайно низкой сейсмической активности восточной части Фенноскандии. Хотя Мурманская зона квалифицирована Г.Д. Панасенко как сейсмогенная уже в 60-х гг. XX в., на официальных картах сейсмического районирования СССР СР-68, СР-78, ОСР-97 весь Северо-Западный регион страны принимался сейсмически полностью безопасным. Среди причин такого решения можно отметить слабую сейсмическую активность зоны в последнее столетие и медленность познания и особенно осознания новых материалов по сейсмичности доинструментального периода спе-

циалистами по инструментальной сейсмологии. Зона не появилась и на макетах Карт ОСП-2014 и ОСП-2016 [13], хотя к тому времени представления о неотектонической активности зоны были сильно усовершенствованы [4, 1, 2, 7], и уже тогда существовал каталог сильных доисторических и исторических землетрясений региона и зоны, а также соответствующие публикации [6, 8, 10–12]. Полевыми геолого-геоморфологическими и палеосейсмогеологическими наблюдениями В.Д. Диб-нера, И.Г. Авенариус, А.А. Лукашова, Ф.А. Романенко, С.Б. Николаевой, Н.Н. Верзилина, Д.С. Зыкова и др. признаки активных разрывных нарушений и следов сильных землетрясений прошлого обнаружены в XX в. практически по всему Мурманскому побережью. Параметризация событий, заведомо сильных, на основе макросейсмической шкалы INQUA-2004 отражена в виде стандартных параметрических строк с указанием возможных неточностей определений каждого параметра. К настоящему времени число параметризованных сильных землетрясений прошлого существенно возросло, материалы частично опубликованы [9]. Во всех трех секторах Мурманской зоны, с запада на восток, выявлены явные признаки голоценовых сейсмодетонаций разных типов (разрывы сеймотектонические, сейсмогравитационные нарушения), свежего облика и, главное, в виде систем сопряженных новообразований на фоне ледникового рельефа с признаками и более ранней неотектонической активности. В отношении оценок долговременной сейсмической опасности надо признать особо существенными ставшие известными факты: 1) повторное возникновение событий с $M \geq 5.8$ не только в пределах сейсмогенной зоны (активного разлома, сейсмолинеамента), но даже в одном и том же ее секторе (по протяжению) и в одной и той же очаговой области и 2) возникновение землетрясений указанной силы не только в позднеледниковье и в раннем голоцене, но также и в последующие 6–3–1 тыс. лет. Полученные результаты дают основание выделять Мурманскую зону на всем ее протяжении в качестве сейсмолинеамента – сейсмогенной зоны, продуцировавшей землетрясения с $M \geq 6$ в голоцене вплоть до последних тысячелетий. Пополнение базы данных по сильным землетрясениям прошлого в пределах Мурманской тектонически активной зоны и признание ее сейсмолинеамента ведет к изменению существующих суждений о сейсмическом потенциале и решений о сейсмической опасности зоны в масштабе нескольких тысячелетий.

Литература

1. Зыков Д.С. Морфоструктура области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ как отражение горизонтальной

компоненты подвижности земной коры // Геоморфология. 2014. №3. С. 62–74.

2. *Зыков Д.С.* Геоморфологические признаки проявления горизонтальной компоненты неотектонических движений вдоль границы Балтийского щита и Западно-Арктической платформы (Мурманская область) // Геоморфология. 2015. № 3. С. 27–38.

3. *Зыков Д.С., Полеишук А.В., Никонов А.А.* Морфоструктура пограничной зоны между Балтийским щитом и Западно-Арктической платформой как отражение взаимодействия геодинамических систем // Геоморфология. 2017. № 2. С. 79–89.

4. *Митяев М.В.* Морфотектоника и позднечетвертичная история формирования Мурманского побережья и прилегающего шельфа Баренцева моря: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГТА, 2001. 22 с.

5. *Николаева С.Б., Никонов А.А.* Линеамент Карпинского на границе Фенноскандинавского кристаллического щита и Баренцевой плиты как активная тектоническая и сейсмическая зона // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: Матер. Междунар. научной конфер. Вып. 12. М.: ГЕОС, 2014. С. 232–237.

6. *Никонов А.А.* Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 465–469.

7. *Никонов А.А.* Сильнейшее на Мурманском побережье историческое землетрясение 1503 г. (по преданию двинских поморов) // Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI веке. Матер. Всеросс. конфер. Архангельск, 2014. С. 189–192.

8. *Никонов А.А.* Морфоструктура Европейского Заполярья (Лапландия) и ее геодинамическая интерпретация (к вопросу о соотношении гляциоизостазии и плитной тектоники) // Всеросс. конфер. «VII Щукинские чтения». Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. М. 2015. С. 163–166.

9. *Никонов А.А., Зыков Д.С.* О признаках мощных землетрясений в восточном секторе Мурманской зоны (Линия Карпинского) // Тр. Ферсмановской научной сессии Геол. института КНЦ РАН. Вып. 14. 2017. С. 143–148.

10. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Активные разломы и сейсмолинеаменты Восточной Фенноскандии // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. Материалы XIX научно-практической конференции 7–10 октября 2014 г. М.-В.: «Научная книга», 2014. С. 275–279.

11. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Матер. Междунар. конфер. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри, 2015. С. 243–251.

12. Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б. Мурманское побережье – крупнейшая в Российской Арктике сейсмогенерирующая зона: новейшие разработки // Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежных районов Арктической зоны. Сб. научных трудов / Отв. ред. В.И. Павленко. Архангельск, 2015. С. 34–40.

13. Уломов В.И. и др. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Объяснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных зонах // Инженерные изыскания. 2016. № 7. С. 49–121.

14. Nikolaev N.I., Babak V.I., Merdyantsev H.I. Some neotectonic problems of the Baltic shield and the Norwegian caledonides // Vilnus. Baltica. 1967. № 3.

И.С. Новиков¹

Неотектоника Салаира

Увлечение в 1930–40-е годы идеями В.Пенка [13] не миновало и СССР и М.А.Усов [6] описывал Салаир как ступенчатое горное сооружение, поверхности выравнивания (ступени) которого формировались на фоне общего сводового поднятия территории в периоды его замедления. Наличие нескольких, выдержанных по высоте выположенных денудационных уровней отмечал также Н.Н.Соколов [7, 8]. З.А. Сваричевская [9] и В.В. Вдовин [10] выделяли несколько уровней педиментов врезанных в «первичную» поверхность мелового пенеплена с абсолютными отметками 400–550 м. По разрозненным геологическим данным эти авторы предполагали позднемеловой–эоценовый и позднеолигоценый возраст педиментов. На поверхности пенеплена залегают позднемеловые–раннепалеогеновые породы. Они представлены корами выветривания в первичном или переотложенном залегании. Перепады высот между разновозрастными поверхностями выравнивания не превышают нескольких десятков метров. Сверху они перекрыты плейстоценовым лессовым покровом мощностью обычно также в первые десятки метров, придающим рельефу Салаира плавные очертания и маскирующим уступы между разными высотными уровнями поверхностей выравнивания.

Наиболее далеко в выделении разновозрастных педиментов зашел Ю.И. Лоскутов [1], который составил геоморфологическую карту Са-

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

лаира в масштабе 1:200 000, где выделил нисходящую лестницу, состоящую из пяти денудационных уровней. Высотный диапазон уровней – от 170 до 600 м., возрастной – от раннего мела до раннего плейстоцена. Снизу лестница продолжается пятью ступенями плейстоценовых аллювиальных террас и поймами современных водотоков. Автор исходил из того, что общий подъем территории происходит с раннего мела, а разновозрастные педименты формируются в периоды замедления подъема и привязаны к определенным гипсометрическим уровням.

При всех достоинствах геоморфологической карты Ю.И.Лоскутова с идеологией выделения разновозрастных педиментов по их гипсометрическому положению сложно согласиться по следующим соображениям. Салаир является частью Алтае-Саянской горной области, которая входит в состав Центрально-Азиатского горного пояса. Большинство исследователей связывают неотектоническую активизацию этого региона с коллизионными событиями на юге Евразийского континента. Хронологию новейшей активизации сложно восстановить по геологическим данным юга Западной Сибири в силу плохой обнаженности отложений, формировавшихся в ходе неотектонической активизации. Однако единство источника неотектонической активизации на территории Центрально-Азиатского горного пояса позволяет привлекать данные по коррелятным отложениям смежных территорий. Хорошо обнаженные кайнозойские молассовые отложения юга Горного Алтая и Джунгарии позволяют выделить в ходе неотектонической активизации всего региона четыре этапа [3]. Нулевой этап – тектонический покой позднего мела, раннего и среднего палеогена. Первый этап неотектонической активизации – поздний палеоген. Этап затухания движений (озерный) – ранний и начало позднего неогена. Второй (главный) этап неотектонической активизации – конец позднего неогена – плейстоцен и голоцен. Таким образом, в новейшей истории региона наблюдается всего два этапа тектонического покоя, в ходе которых могли формироваться поверхности выравнивания. Первый охватывает поздний мел, ранний и средний палеоген, а второй – ранний и начало позднего неогена.

Формирование поверхностей выравнивания требует длительного геологического времени, в ходе которого комплекс денудационных процессов стремится приблизить земную поверхность к базису денудации. Базисом денудации для западной части Алтае-Саянской горной области в меловое, палеогеновое и раннеогеновое время был уровень общающегося с Мировым океаном морского бассейна Западной Сибири.

Положение уровня Мирового океана на протяжении фанерозоя установлено настолько детально, что включено наряду с изотопно-хронологическими и палеомагнитными данными в состав мировой геохроноло-

гической шкалы [11, 12]. Согласно этим данным уровень Мирового океана в позднем мелу, палеогене и неогене прерывисто понижался с +270 до +100 м. Максимальным (около +270 м) он был на рубеже раннего и позднего мела, на протяжении позднего мела колебался вблизи отметок +250–260 м, в палеоцене и эоцене составлял +200–240 м, а в раннем и среднем миоцене – +140–150 м. На поздний олигоцен и поздний миоцен приходится периоды падения уровня Мирового океана на 150–200 м продолжительностью 5–8 млн лет, связанные с общепланетарными эпизодами тектонической активизации, поскольку они происходят еще до первых оледенений кайнозоя. В связи с прерывистым снижением базиса денудации для формирования лестницы поверхностей выравнивания Салаира не было необходимости в общем сводовом воздымании территории. Она могла быть сформирована и в условиях тектонического покоя.

В условиях тектонического покоя, фиксируемого по отсутствию грубообломочных осадков во впадинах Центрально-Азиатского горного пояса, в позднем мезозое и раннем кайнозое на территории Салаира должны были сформироваться четыре регионально развитых поверхности выравнивания: среднемеловой пенеппен (сформировался на абсолютных отметках 260–270 м на протяжении около 10 млн лет), поздне-меловой педимент (на отметках 240–250 м на протяжении около 15 млн лет), палеоцен-эоценовый педимент (на абсолютных высотах 200–230 м в течение 33 млн лет) и раннемиоценовый (на высотах 140–150 м на протяжении 12 млн лет).

Региональная «мел-палеогеновая поверхность выравнивания» Центрально-Азиатского горного пояса в действительности состоит из четырех сближенных поверхностей выравнивания, отделенных друг от друга уступами, высота которых составляет сверху-вниз примерно 20, 40 и 60 м. Эта лестница денудационных уровней хорошо сохранилась даже в водораздельных частях высокогорных хребтов Горного Алтая [5], а в низкорье Алтая, Салаира, Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Кузнецкой впадины распространена повсеместно [4]. В низкорье на денудационных уровнях под плейстоценовым лессовым покровом достаточно широко сохранились продукты коры выветривания соответствующих возрастов.

В ходе неотектонической активизации территория Салаира была разбита на блоки, которые наряду с горизонтальными смещениями и локальными изгибами были местами перемещены и в вертикальном направлении. Относительные перемещения смежных блоков по разломам в этой части Алтае-Саянской горной области составляли, как правило, менее 100 м, а общее поднятие отдельных блоков может превышать и 300 м. Исходная лестница денудационных уровней оказалась в ходе неотек-

тонических движений мультиплицирована подобно лестничным пролетам многоэтажного дома. Поэтому в настоящее время, если придерживаться концепции В.Пенка и считать, что каждому гипсометрическому положению поверхности выравнивания соответствует свой возраст, при детальной геоморфологической съемке достаточно большой территории легко ошибочно выделить не четыре разновозрастных поверхности выравнивания, как это действительно возможно, а 12–15 и более.

Выделение разновозрастных поверхностей выравнивания по их гипсометрическому положению имеет смысл только в пределах одного неотектонического блока, при условии сохранности всех четырех уровней с характерными перепадами высот между ними. В случае сохранности в пределах конкретного блока одной или двух поверхностей выравнивания, их возраст может быть определен только по характеру кор выветривания и перекрывающих отложений.

Выяснение возраста сохранившихся поверхностей выравнивания Салаира не является пустой задачей. Под лессовым покровом на них сохранились коры выветривания и породы, сформировавшиеся в результате их переотложения, которые играют роль промежуточных коллекторов для минералов тяжелой фракции. В ходе врезания гидросети они попадает в аллювий, формируя россыпи или ареолы рассеяния отдельных компонентов, оторванные от коренных источников. Это сильно усложняет общую картину ореолов рассеяния и затрудняет реконструкцию путей миграции полезных компонентов Салаира. Только детальная реконструкция истории развития рельефа способна дать надежную основу для интерпретации данных шлихового опробования, проследить пути миграции материала и выйти на еще не известные источники сноса, которые вполне могут иметь промышленное значение.

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

Литература

1. Лоскутов Ю.И. Геоморфологическая карта Салаира, специализированная на золото (масштаб 1:200 000). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 2 л.
2. Новиков И.С. Позднепалеозойская, среднемезозойская и позднекайнозойская эпохи орогенеза Алтая // Геология и геофизика. 2002. № 5. Т. 43. С. 434–445.
3. Новиков И.С. Реконструкция этапов горообразования обрамления Джунгарской впадины по литостратиграфии позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений // Геология и Геофизика. 2013. № 2. Т. 54. С. 184–202.

4. Новиков И.С., Черкас О.В., Мамедов Г.М., Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю., Наставко В.Г. Основные черты новейшей блоковой делимости Кузбасса // Геология и Геофизика. 2013. № 3. Т. 54. С. 424–437.

5. Новиков И.С. Морфология и история формирования пенеплена Алтая на примере Курайского хребта // Геоморфология. 2015. №3. С. 70–80.

6. Усов М.А. Геологическая изученность и задачи ближайших исследований Салаира // Вестник ЗСГТ. 1935. №5. С. 3–16.

7. Соколов Н.Н. О рельефе Кузнецкого бассейна, Салаира и правобережья Оби // Труды Института физической географии АН СССР. 1935. Вып. 15. С. 5–59.

8. Соколов Н.Н. Геоморфологический очерк района работ Кузнецко-Барнаульской экспедиции // Материалы Кузнецко-Барнаульской почвенной экспедиции 1931 г. Ч. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 9–20.

9. Сваричевская З.А. Основные этапы развития рельефа юга Западно-Сибирской равнины и ее обрамления // Тез. докл. совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и дальнего Востока (V пленум Геоморфологической комиссии). Апрель 1965. Новосибирск: Наука, 1965. С. 36–41.

10. Вдовин В.В. Геоморфологические уровни Салаирского кряжа и сопредельных территорий // Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и дальнего Востока (V пленум Геоморфологической комиссии) Апрель 1965. Новосибирск: Наука, 1965. С. 228–230.

11. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy / Berggren W.A., Kent D.V., Hardenbol J. (Eds.) // Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 54. 1995. P. 129–212.

12. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol H., van Veen P., Thierry J., Huang Z.A. Triassic, Jurassic, and Cretaceous time scale / Berggren, W.A., Kent, D.V., Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 54. 1995. P. 96–126.

13. Penck W. Die morphologische Analyse: Ein Kapitel der physikalischen Geologie. – Stuttgart // J. Engelhorn's nachf. 1924. 283 s.

Казанский петрохронологический центр: первые результаты датирования цирконов из неопротерозойских толщ северо-востока и юга Сибирской платформы

Недавно образованный на базе ИГиНГТ КФУ Петрохронологический центр позволяет выполнять уран-свинцовое датирование цирконов (и других минералов), а также измерять лютеций-гафниевою изотопию по цирконам. Центр обладает новейшим масс-спектрометрическим и лазерным оборудованием: квадрупольным масс-спектрометром с индуктивно-связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Fisher Scientific, Германия); мультиколлекторным масс-спектрометром с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific); двумя системами лазерного пробоотбора NWR213 (NewWave-ESI, США). За 2017 год центр был введен в эксплуатацию; было выполнено большое количество экспериментов по изучению U-Pb и Lu-Hf изотопии по эталонным цирконам. Полученные результаты отлично совпадали с эталонными значениями. С недавнего времени в Петрохронологическом центре стали определять неизвестные возрасты цирконов. В данном сообщении мы представляем первые результаты датирования цирконов из неопротерозойских пород Байкало-Патомского складчатого пояса, а также из Хараулахских гор (северо-восток и юг Сибирской платформы).

Байкало-Патомский пояс. Два образца песчаников джемуканской свиты (нижняя часть дальнетайгинской серии) были отобраны на р. Витим. Из-за низкого содержания цирконов в двух образцах было проанализировано в общей сложности 50 зерен, из которых 32 были использованы для дальнейшей интерпретации. Остальные зерна были отсеяны по причине сильной дискордантности (>+20%, <-10%). Мы объединили данные по двум образцам, и в дальнейшем будем обсуждать комбинированный результат.

Пик в районе 300 млн лет (рис. 1) соответствует времени внедрения гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, широко распространенных в районе отбора проб. Такое омоложение возраста может быть объяснено двумя механизмами: 1 – нагрев цирконов выше температуры закрытия изотопной системы, либо 2 – полная потеря свинца в связи с циркулирующими гидротермальными растворами, последнее, учитывая реальную геологическую ситуацию, представляется нам более вероятным.

¹ Петрохронологический центр, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет (ИГиНГТ КФУ)

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

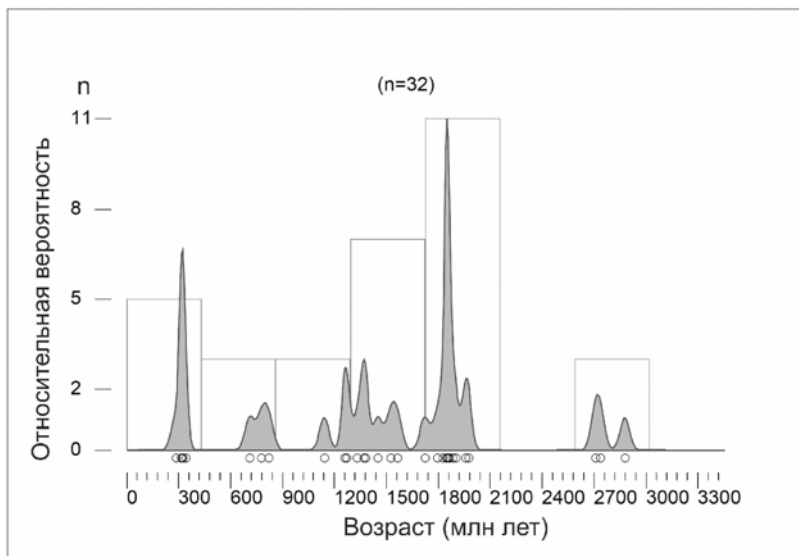


Рис. 1. Графическое изображение полученных геохронологических данных по цирконам джемкуканской свиты. Вероятностная диаграмма с графиком KDE (kernel density estimates, Vermeesch, 2012) и гистограммой. Все указанные ошибки соответствуют 1σ

Источником архейских и палеопротерозойских зерен, присутствующих в породах джемкуканской свиты (рис. 1), без сомнения являлись кристаллические породы фундамента Сибирской платформы.

Интересным является наличие мезо- и неопротерозойских зерен. Остановимся на этом вопросе чуть более подробно.

Мы предполагаем синхронность несогласия в основании дальнотайгинской серии (либо несогласия расположенного еще ниже по разрезу – в основании баллаганахской серии) с неопротерозойской (~600 млн лет) коллизией структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) с сибирской окраиной, поскольку других очевидных маркеров этого события в Байкало-Патомских неопротерозойских разрезах просто нет. Это должно определять нижний возрастной предел дальнотайгинской серии как <600 млн лет, что имеет принципиальное значение для оценки возраста ледниковых отложений, распространенных в ее основании, т.е. их сопоставления с тем или иным глобальным оледенением. В породах из основания дальнотайгинской серии, ранее датированных из разрезов р. Жуя, Сень (Powerman et al., 2015) и р. Лены (Chumakov et al., 2011), встречались исключительно раннедокембрийские популяции

цирконов, что указывало на кратонный (сибирский) источник сноса материала. Отсутствие неопротерозойских цирконов в части «надтиллитового» морского форландового разреза мы склонны объяснять геометрией осадочного бассейна, т.е. удаленностью источника сноса или наличием непреодолимых препятствий для поставки неопротерозойской кластики.

Образцы джемкуканской свиты, данные по которым представлены в настоящей работе, были отобраны в самой южной (т.е., наиболее удаленной от кратона) части Патомского палеобассейна. Наличие в них несибирских мезо-неопротерозойских цирконов указывает на близость экзотических источников сноса (т.е. структур ЦАСП) к Сибирской платформе уже в самом начале дальнотайгинского времени. Это свидетельствует в пользу сделанного нами предположения о синхронности коллизии ЦАСП и преддальнотайгинского несогласия. Геохронологические данные, полученные по разрезам джемкуканской свиты р.Витим пока не позволяют дать уточненные возрастные оценки гляциальных последовательностей основания дальнотайгинской серии – для этого необходимы дополнительные исследования.

Хараулахские горы. Образец позднедокембрийской нелегерской свиты был отобран на правом берегу реки Лена, в 50 м ниже устья р. Укты.

Изучение морфологии и внутреннего строения цирконов в катодолюминисцентном свечении показало их различный характер и, по всей вероятности, различное происхождение. Многие цирконы были представлены в виде слабо или совсем не окатанных зерен, сохранивших первичные кристаллографические очертания. Полностью отсутствовали удлиненные цирконы, типичные для риолитовых туфов. Для многих цирконов характерна тонкая зональность с отсутствием ядер, что характерно для кристаллизации в условиях магматической камеры. В большинстве случаев, первоначально магматические цирконы демонстрировали наличие тех или иных метаморфических преобразований: частичное растворение, перекристаллизация и нарастание кайм. Судя по большому количеству интрузивных и метаморфогенных цирконов, источниками для них могли являться кристаллические комплексы фундамента Сибирской платформы.

На LA-ICPMS нами было проанализировано 120 зерен, из которых для последующих интерпретаций было использовано 109. Большинство анализов на диаграмме конкордии находятся в районе 500–540 млн лет, и лишь три дискордантных анализа лежат в более древней области (рис. 2 А, Б). Значительное количество анализов являются слабо дискордантными и находятся рядом с нижним пересечением дискордии с палеозойской областью конкордии. Восемь анализов не были учтены в даль-

нейших интерпретациях за счет их дискордантности, фильтром являлось значение +20%. Применение алгоритмов учета нерадиогенного свинца привело к ничтожным поправкам, что свидетельствует об крайне малых содержаниях Pbс.

Подавляющее большинство конкордантных зерен образуют достаточно тесный кластер на диаграмме конкордии (группа анализов №1 на рис. 2В) и характеризуются возрастами значительно более молодыми по сравнению с возрастом вмещающей нелегерской свиты. Кроме этого, несколько дискордантных анализов, находящихся в более древней области, предположительно лежат на линиях дискордии с нижним пересечением в районе кластера конкордантных значений (группа №2 на рис. 2В) и с верхними пересечениями в архейско-протерозойской области. Еще несколько анализов на диаграмме конкордии находятся ниже указанного кластера (группа №3).

Очевидно, что кластер конкордантных анализов отображает не кристаллизационный возраст цирконов, а соответствует некоему событию, нарушившему уран-свинцовую систему в обломочных цирконах нелегерской свиты значительно позже времени ее осадконакопления.

Одним из известных геологических механизмов, приводящих к образованию более молодых возрастов цирконов, является перекристаллизация либо нарастание кайм вокруг древних цирконовых ядер во время гранулитового метаморфизма (например, Vavra et al., 1996). Другой вариант, рассмотренный в работе (Schaltegger et al., 1999), предполагает омоложение цирконов во время ретроградного метаморфизма в амфиболитовой фации за счет отжига цирконовых доменов с нарушенной кристаллической решеткой, в результате которого увеличивается мобильность урана и свинца, при частичном сохранении первичных кристаллографических форм. Оба метаморфических варианта не представляются вероятными в данном случае, так как вмещающие горные породы не претерпели сколько-нибудь значительных метаморфических преобразований.

Гораздо более вероятной возможностью представляется потеря свинца в результате воздействия гидротермальных растворов на породы нелегерской свиты. Хорошо известно, что циркон, хоть и является крайне устойчивой закрытой системой при метаморфизме, претерпевает потерю свинца при воздействии гидротермальных растворов. К примеру, в работе (Pidgeon et al., 1966) экспериментальным образом были продемонстрированы большие (>60%) потеря свинца в цирконах, подверженных влиянию гидротермальных растворов на протяжении всего 13 дней! В работе (Geisler et al., 2002) также было экспериментально показано значительное влияние гидротермальных растворов на потерю

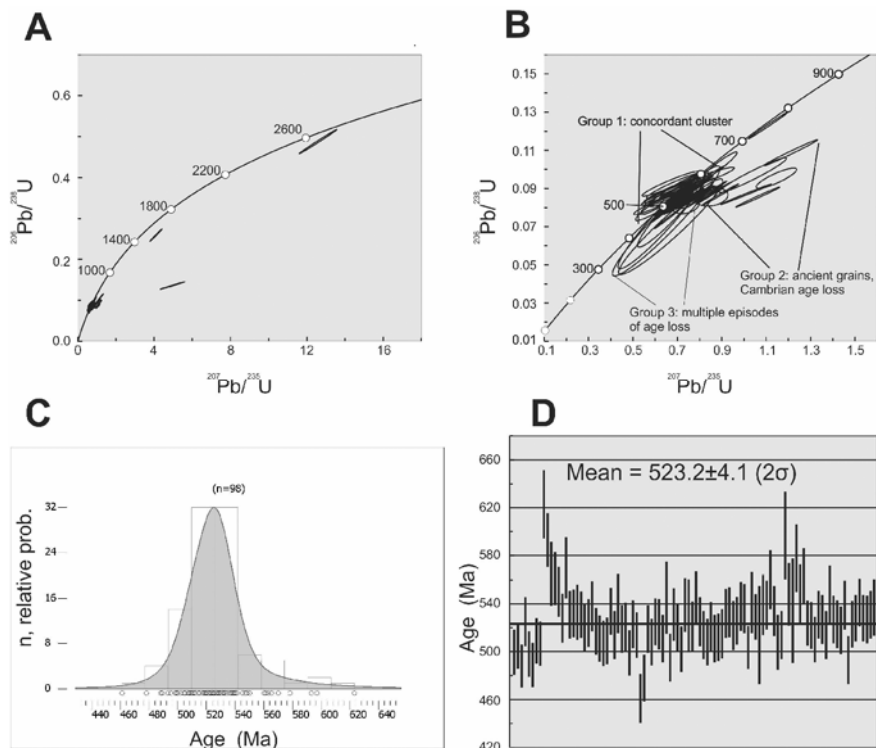


Рис. 2. Графическое изображение полученных геохронологических данных по цирконам нелегерской свиты. А, В: конкордии; С: график KDE с гистограммой; D: диаграмма, иллюстрирующая расчет средневзвешенного значения

цирконами свинца при относительно невысоких температурах (в районе 185°C).

Мы считаем, что «низкие» (по отношению к возрасту вмещающей породы) возрасты цирконов являются следствием «экстремальной» (то есть почти стопроцентной) потери свинца, в результате которой анализы сместились вниз по линии дискордии вплоть до её нижнего пересечения с конкордией. Классической интерпретацией (см., например, Faure, 1986) дискордантного зерна является кристаллизационный возраст, соответствующий верхней точке пересечения дискордии с конкордией, и возраст потери свинца, соответствующий нижнему пересечению. В случае с дискордантными обломочными цирконами, как правило, интерпретировать возраст потери свинца является весьма затруд-

нительным. Однако, в данном случае, если принять нашу гипотезу, то определение возраста потери свинца представляется довольно однозначным: кластер «конкордантных» зерен (то есть, по сути, являющихся 100%-дискордантными) и определяет возраст потери свинца, соответствующего некоему геологическому событию.

Следует заметить, что полученные данные свидетельствуют как минимум еще об одном эпизоде потери свинца. Анализы, находящиеся ниже конкордантного кластера на диаграмме конкордии (рис. 2В), по-видимому, лежат на линии дискордии с верхним пересечением в районе кластера, и нижним – в кайнозойской области.

Для оценки возраста основного события, мы отбраковали семь дискордантных зерен, а также три древних зерна, являющихся выбросами (748, 1487 и 2563 млн лет, табл. 1), и рассчитали средневзвешенный возраст. Рассчитанный по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ системе возраст равняется 523.2 ± 4.1 (2 σ) млн лет, СКВО=1.08 (рис. 2D). Подобное значение СКВО свидетельствует о том, что полученная ошибка может быть объяснена исключительно внутренними погрешностями измерений, и нет оснований предполагать протяженность во времени определяемого геологического события.

Мы считаем, что наиболее вероятным коротким геологическим событием, приведшему к столь значительной потере свинца, являлось внедрение базитового силла в породы нелегерской свиты и последующая циркуляция гидротермальных растворов. Таким образом, полученный возраст в 523.2 ± 4.1 млн лет мы предлагаем считать временем внедрения базитового силла в породы нелегерской свиты. Полученный нижнекембрийский возраст находится в согласии со структурной позицией базитового магматизма Хараулахских гор: пластовые интрузии рвут ниже- и среднекембрийские породы, но не встречаются в верхнекембрийских породах и выше.

Работа выполнена за счет грантов РФФИ 17-35-50068, 17-05-00021; мегагранта Министерства образования и науки РФ (№ 14.Z50.31.0017); средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа

В последние десятилетия в науках о Земле появилось много новых данных о структуре и составе верхних оболочек Земли, и об истории их развития. Многие из этих данных не используются или не находят ясного объяснения в современных геодинамических концепциях. Наиболее важным для глобальной геодинамики являются следующие данные.

– Земная кора океанов оказалась разнообразной по возрасту и по составу, в ней выявлены остатки древней (начиная с архея) коры и коры субконтинентального типа [2], отмечаются также фрагменты древней континентальной литосферы [13].

– Континенты отличаются от океанов не только мощностью и составом земной коры, но и мощностью и составом мантийной литосферы, сложенной деплетированным веществом пониженной плотности [5, 8].

– Земля отличается от других планет большим содержанием водорода и интенсивной его дегазаций [6, 13]. Экспериментальные данные по петрофизическим свойствам вещества земной коры и верхней мантии, данные по глубинным ксенолитам, геохимические исследования природных газов и особенностей дегазации Земли показали большую роль энергоемких глубинных флюидов в формировании вещества литосферы, его состава и физических свойств [3, 7–9].

– До сих пор не объяснена природа деления Земли на два полушария с разным строением верхних ее оболочек и геологической историй [11]: Тихоокеанское океаническое полушарие и Индо-Атлантическое полушарие с преобладанием континентов (континентальное полушарие). Эти полушария разделены кольцом правильной формы тектонически активных зон высокой сейсмичности (зон субдукции).

– Не объяснено формирование системы срединно-океанических хребтов, расположенных симметрично относительно южного полюса примерно через каждые 90°, а также природа несколько увеличенного объема южного полушария относительно северного.

Анализ и сопоставление этих данных с предыдущими исследованиями показали, что их можно объяснить и согласовать между собой в рамках единой геодинамической модели [15]. Разные типы коры океанов по этой модели являются первичными, сформировавшимися в течение всей геологической истории, и их состав и мощность определялся

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия, ninapav@mail.ru

неравномерной по площади, по интенсивности и по составу адвекцией глубинных флюидов. Это предположение основано на геологических и лабораторных исследованиях, по которым континентальная кора с мощным гранито-гнейсовым слоем образовалась из мантийного материала, насыщенного флюидами [9], то есть в областях интенсивной адвекции глубинных флюидов. Там, где флюидный поток был слабым, сохранились остатки древней (архейской) коры, и лишь в отдельных областях формировались небольшие плато с корой переходного (субокеанического) типа. Молодая океаническая кора образовалась при формировании средино-океанических хребтов и других рифтовых структур, заполняя области разрыва литосферных плит. Эти разные по природе процессы привели к наблюдаемому сейчас сочетанию разнородной по возрасту и составу коры океанов.

Формированием мощной литосферы континентов также было связано с особенностями дегазации Земли. В областях интенсивной флюидной адвекции вынос вместе с флюидами из мантии в земную кору кремнезема, щелочей и некогерентных элементов приводил к повышению температуры солидуса мантийной матрицы, ее кристаллизации, и, главное, к деплетированию мантийного материала [8]. Это – наиболее важный геодинамический результат, так как при деплетировании уменьшается плотность мантийного вещества и увеличивается его объем. Образование мощных разуплотненных корней литосферных плит явилось решающим фактором для формирования континентов – по законам изостазии эти плиты поднимались («всплывали») относительно более плотной, океанической литосферы. При этом наиболее интенсивно всплывали утолщенные участки литосферы и это привело к ее разрыву на отдельные плиты (на отдельные континенты). Сокращенные по мощности или слабо разуплотненные участки литосферы формировали края континентов, отдельные острова или небольшие плато.

Адвекция глубинных флюидов (дегазация Земли) обеспечила не только формирование разуплотненных «корней» континентов и самих континентов, она разделила литосферу на слои с разными реологическими свойствами и разной геодинамикой [10]. Энергоемкие глубинные флюиды – это газы, сжатые до больших плотностей и распространяющиеся на большой глубине в рассланцованных породах на субмолекулярном уровне [8]. Они не теряют своей энергии при транспортировке с больших глубин, а выделяют ее лишь при резком изменении P – T -условий, и при увеличении пористости и трещиноватости пород. Это приводит к их разуплотнению с выделением большего количества тепловой энергии. Наиболее интенсивно происходят эти изменения на глубине 100–150 км, где образуются области частичного плавления (астеноли-

ты), сложные сейсмические границы и активизируется разломная тектоника. Флюидная адвекция играет большую роль и в делении верхней мантии на литосферу и астеносферу: перед фронтом кристаллизации (в подошве литосферы), нарастает концентрация флюидных элементов, существенно увеличивающих пластичность вещества и вызывающих частичное его плавление [8].

Но нерешенной проблемой остается причина неравномерности флюидной адвекции, приведшей к делению Земли на два полушария: Тихоокеанское океаническое, и Индо-Атлантическое континентальное [11]. В принципе, такое деление характерно и для других планет. Это означает, что природа такой делимости определяется общими законами их формирования. Одним из таких законов может быть существующая тесная зависимость между параметрами орбит вращения планет и структурой их поверхности. Форма орбит обычно не круговая, а вытянутая (эллипсическая), что вызывает циклическое чередование ускорений и замедлений в движении планеты, и приводит к делению ее сферы на два разновысоких полушария [4]. Это также способствует относительному уплотнению одного из полушарий, и могло привести к разной интенсивности флюидной адвекции в этих полушариях. Как следствие, формировались и разные типы литосферы: в уплотненном Тихоокеанском полушарии со слабым флюидным потоком сохранялась океаническая литосфера, а в другом полушарии росла континентальная литосфера. В целом, это привело к более интенсивному расширению континентального полушария. Возможно также, что разуплотненная и интенсивно растущая континентальная литосфера надвигалась на океаническое полушарие, и так образовалось Тихоокеанское кольцо «зон субдукции» правильной дуговой формы.

Процессами преобразования вещества планеты, которые приводят к разуплотнению и увеличению его объема, то есть к расширению планеты, можно объяснить и образование системы срединно-океанических хребтов, симметричных относительно полюсов планеты и протягивающихся в меридиональном направлении через примерно одинаковые расстояния, 90°. Масштабы такого расширения незначительны, не более 10%, но оно оказалось неравномерным: более интенсивно расширялось южное полушарие. Природа такой неравномерности объясняется в работе [1] внешними факторами. Вращающаяся вокруг Земли Луна создает дополнительные напряжения, направленные на смещение ядра Земли к южному полюсу, что может быть причиной аномального расширения южного полушария.

Таким образом, отмеченные выше особенности строения верхних оболочек Земли: древний возраст и разнообразие состава земной коры

океанов, разуплотненные корни континентов, деление Земли на два полушария и формирование регулярной системы срединно-океанических хребтов можно объяснить в рамках единой геодинамической модели, основанной на адвекции энергоемких глубинных флюидов и общих законов формирования Земли в системе Земля, Луна, Солнце.

Литература

1. Баркин Ю.В. К объяснению эндогенной активности планет и спутников: механизм и природа ее цикличности // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ. М., 2002. С.18–21.
2. Блюман Б.А. Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.
3. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. (Отв. ред.). Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы международной конференции памяти академика П.Н. Кропоткина/ 20–24 мая 2002 г. М.: ГЕОС, 2002. 471 с.
4. Качемазов Г.Г. Уничтожающее теории сравнение Земли и Луны. Материал для размышления // Редкие земли. 2016. № 2. С. 132–139.
5. Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А., Павленкова Н.И. Петролого-геофизические модели внутреннего строения литосферной мантии Сибирского кратона // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 21–49.
6. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция). М.: Недра, 1995. 101 с.
7. Леонов Ю.Г., Киссин И.Г., Русинов В.Л. (Отв. ред.). Флюиды и геодинамика. Геологический институт РАН. М.: Наука, 2006. 283 с.
8. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник - 99 (научно-литературный альманах). М., 1999. С. 63–98.
9. Лутц Б.Г. Магматическая геотектоника и проблемы формирования континентальной и океанической коры на Земле // Региональная геология и металогения. 1994. № 3. С. 5–14.
10. Павленкова Н.И. Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1287–1301.
11. Пуцаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены / Отв. ред. А.С. Перфильев, Ю.Н. Разницын. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
12. Сывороткин В.М. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.
13. O'Reilly S.Y., Zhang V., Griffin W.L. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical “mantle reservoir” problem? // Lithos. 2009. V. 1125. P. 1043–1054.

Н.И. Павленкова¹

Основные проблемы комплексной интерпретации геофизических полей при изучении верхней мантии

Последние геофизические данные и результаты лабораторных исследований мантийных ксенолитов показали, что большая часть используемых в настоящее время методов интерпретации геофизических полей практически неприемлема для изучения структуры и динамики верхней мантии, необходимо развивать новые подходы. Это касается комплексной интерпретации сейсмических материалов, гравитационного и магнитного полей и данных теплового потока. По лабораторным исследованиям физических свойств мантийных пород с увеличением глубины существенно меняются соотношения между основными физическими параметрами мантийного вещества, его состава и температурного режима. Оказалось, что мантийные породы разного состава практически не различаются по сейсмическим скоростям, но они различаются по плотности [3]. Например, пониженные плотности характерны для деплетированного вещества, которое по скоростям не отличается от других мантийных пород. Нарушение строгой корреляции между сейсмическими скоростями и плотностью существенно снижает возможности интерпретации гравитационного поля. Решение обратной задачи становится неоднозначной: по наблюдаемым аномалиям силы тяжести можно определить или изменение плотности в предполагаемом на некоторой глубине аномальном блоке, или объем и глубину этого блока с заданной аномальной плотностью. Например, в районе Сибирского кратона наблюдается крупный гравитационный минимум. Практически горизонтальное залегание в этом регионе границ переходной зоны к нижней мантии позволяет предполагать, что этот минимум связан со структурой верхней мантии, в частности, с определенным по ксенолитам деплетированным веществом. При интерпретации гравитационного поля было сделано предположение, что вся литосфера Сибирского кратона сложена таким веществом и была определена средняя его плот-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия, ninapav@mail.ru

ность [2]. Но это не исключает множества других возможных вариантов, при которых деплетирование мантийного вещества происходило в отдельных ограниченных по объему и глубине частях литосферы и с разной интенсивностью, но плотностной эффект этих изменений объединился в единый гравитационный минимум.

Выявленная для верхней мантии зависимость сейсмических скоростей только от температуры ограничивает возможности интерпретации гравитационных полей, но она открывает новые возможности для сейсмического метода по определению температурного режима верхней мантии, и соответственно, проходящих в ней геодинамических процессов. Ранее определение температуры в верхней мантии проводилось по измеренному на поверхности тепловому потоку (ТП) на основе кондуктивного или конвективного переноса тепла с больших глубин. Главным результатом при этом являлось определение мощности литосферы, то есть глубины до астеносферы, представленной слоем частично расплавленного вещества (для верхней мантии это глубина до изотермы 1300°). Такие расчеты уже проведены для всех континентов, астеносфера выделена повсеместно и показано, что глубина до нее меняется в широком диапазоне, от 100 до 350 км [8]. Например, в Западной Сибири при ТП около 50 мВт/м² подошва литосферы располагается на глубине 125 км, а под Сибирским кратоном (ТП 30 мВт/м²) на глубине 300 км. Для этих же регионов температурный режим верхней мантии был определен и новым методом – по сейсмическим скоростям на основе детальных исследований по сверхдлинным профилям, отработанных с ядерными взрывами [7]. Для этого была разработана специальная методика, учитывающая и данные по мантийным ксенолитам [3]. Проведенные по такой методике расчеты показали, что мощность литосферы (по глубине изотермы 1300°) в отличие от данных по тепловому потоку стабильна под всем Евразийским континентом, и составляет не менее 250–300 км.

Объяснить эти расхождения между сейсмическими данными и данными теплового потока и доказать достоверность выполненных расчетов не просто, так как собственно астеносфера как слой с пониженной скоростью по сейсмическим данным на этой глубине не выявлена. Не обнаружены такие слои в низах верхней мантии и на других континентах. Только под Африканским кратоном методом приемных функций был выделен слой с пониженной скоростью на глубине более 300 км, соответствующий «тепловой» астеносфере [11]. В то же время зона пониженных скоростей (волновод) очень часто наблюдается в верхней части литосферы на глубине 100–150 км, и в случае повышенного теплового потока он интерпретируется как астеносфера. Но такие волно-

воды имеет обычно небольшую мощность и подстилается четкой отражающей границей с обычной для мантии сейсмической скоростью [6]. Они объясняются не частичным плавлением, а высокой пористостью и насыщенностью глубинными флюидами [4]. Это подтверждается и данными электромагнитных исследований, по которым эти слои отличаются повышенной электропроводностью [9].

Отсутствие слоя с пониженной скоростью на глубине около 300 км в области предполагаемой по тепловым данным астеносферы не означает возможное ее отсутствие или прерывистость на некоторых участках континентов, особенно под их глубокими «корнями». Просто под астеносферой следует понимать не только слой частичного плавления, это может быть слой пониженной вязкости, обеспечивающий подвижность мантийного материала, а также подвижность литосферных плит. Повсеместное наличие такого слоя на глубине более 300 км подтверждается рядом структурных характеристик верхней мантии: прежде всего наблюдаемым на этих глубинах изостатическим выравниванием плотностной неоднородности литосферы, а также резким уменьшением добротности мантийного вещества [1, 6]. Кроме этого при изучении гипоцентрии глубоких землетрясений на глубине от 300 км до кровли переходной зоны (410 км) выделена так называемая немая зона, то есть ослабленная зона, в которой полностью отсутствуют землетрясения.

Природа такого рода астеносферы и выделяемых на глубине 100–150 км волноводов хорошо объясняется адвекцией глубинных флюидов. По данными лабораторных исследований флюиды уменьшают сейсмические скорости и способствуют метасамозоту, в результате которого существенно изменяются и другие физические параметры вещества [4]. Небольшое содержание флюидов снижает также температуру солидуса, что может привести к частичному плавлению мантийных пород на малых глубинах. Но главное, энергоемкие глубинные флюиды – это газы, сжатые до больших плотностей и распространяющиеся в рассланцованных породах на субмалекулярном уровне [5]. Они не теряют своей энергии при транспортировке с больших глубин, а выделяют ее лишь при резком изменении P – T -условий, увеличении пористости и трещиноватости пород. Это приводит к резкому разуплотнению флюидов с выделением большего количества тепловой энергии. Очевидно, именно на глубине 100–150 км происходит эти наиболее существенные изменения, и глубинные флюиды формируют здесь астенолиты (плюмы), необоснованно относимые по данным теплового потока к астеносфере [8]. Это означает, что необходима разработка новой методики интерпретации данных теплового потока с учетом дополнительного источника энергии – энергии глубинных флюидов.

Учитывая все эти новые данные, необходимо также уточнить понятия литосферы и астеносферы, было бы правильнее рассматривать литосферу как мощный (не менее 200–300 км) жесткий слой, действительно сферу, осложненную в верхней своей части отдельными астенолитами (плюмами), а астеносферу как слой пониженной вязкости в низах верхней мантии мощностью около 100 км.

Что касается интерпретации других геофизических полей, то трудно решаемой задачей с точки зрения глобальной геодинамики оказалась интерпретация магнитного поля. Установлено, что области принципиально разной истории формирования земной коры характеризуются одинаковым магнитным полем. Это касается континентальной коры и коры шельфовых зон континентов. В большей части прилегающих к континентам океанических областях с континентальным типом магнитного поля выявлена кора переходного типа, а в южной Атлантике в шельфовых зонах с типичной океанической корой тоже наблюдается магнитное поле континентального типа [10]. Только в центральной зоне срединно-океанического хребта наблюдаются линейно вытянутые магнитные аномалии. В результате по магнитному полю совершенно очевидны два разных этапа формирования океанической коры: древней коры, по происхождению сходной с континентальной коры, и молодой океанической коры, образовавшейся в спрединговых зонах. Природа формирования магнитного поля для таких разных типов земной коры практически не изучена.

Литература

1. Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 2. С. 37–50.
2. Егорова Т.П., Павленкова Г.А. Сейсмо-плотностные модели земной коры и верхней мантии Северной Евразии по сверхдлинным сейсмическим профилям "Кварц", "Кратон" и "Кимберлит" // Физика Земли. 2015. № 2. С. 98–115.
3. Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А., Павленкова Н.И. Петролого-геофизические модели внутреннего строения литосферной мантии Сибирского кратона // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 21–49.
4. Лебедев Е.Б., Павленкова Н.И., Луканин О.А. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн в дуните и серпентините (к вопросу о природе зоны низких скоростей в верхней мантии Земли) // ДАН. 2017. Т. 472. № 1.
5. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1296–1307.

6. Павленкова Н.И. Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1287–1301.

7. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2014. 192 с.

8. Artemieva, I.M., Mooney, W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geoph. Res. 2001. V. 106. N B8. P. 16 387–16 414.

9. Jones A.G., Evans R.L., Eaton D.W. Velocity-conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin-Shtrikman extremal bounds // Lithos. 2009. V. 109. P. 131–143.

10. Korhonen J.V., Fairhead J.D., Hamoudi M., Hemant K., Lesus V., Mande M., Mau, S., Purucker M., Ravat D., Sazonova T., Thebault E. Magnetic Anomaly Map of the World. Commission for the Geological Map of the World, Paris. 2007.

11. Vinnik L.P., Oreshin S., Kosarev G., Kiselev S., Makeyeva L. Mantle anomalies beneath southern Africa; evidence from seismic S and P receiver functions // Geophy. J. Int. 2009. V. 179. N 1. P. 279–298.

Л.В. Панина, В.А. Зайцев¹

Новейшее строение и сейсмичность Кубинского архипелага и прилегающего шельфа

Кубинский архипелаг расположен на западе Атлантического океана у берегов Центральной Америки и является частью современной зрелой островной дуги Больших Антильских островов, которая, как считается, испытала коллизию с Северо-Американским континентом в палеоцене – раннем и среднем эоцене. В строении Кубы принимают участие в поразному деформированные осадочные, магматические и метаморфические породы мезозоя и кайнозоя, слагающие два структурных этажа – мезозойско-среднеэоценовый покровно-складчатый фундамент и сравнительно просто построенный и лишенный магматических образований чехол среднего эоцена – квартера. В фундаменте выражена продольная зональность, которая прослеживается с запада на восток. Рельеф Кубы сочетает в себе горные области с отметками более 1000 м и равнинные

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

территории до 50 м и менее. Наиболее высокие отметки рельефа (пик Туркино высотой 1974 м) приурочены к горному сооружению, расположенному в юго-восточной части острова Куба. Интервал времени, соответствующий началу позднего эоцена – квартеру традиционно относится к новейшему этапу развития Кубинского архипелага [5].

С целью выявления дислокаций новейшего этапа был выполнен структурно-геоморфологический анализ, включавший дешифрирование космических радарных изображений в масштабе 1:250 000, для некоторых участков требовалось увеличение масштаба до 1:100 000. Работа выполнялась с использованием имеющихся на сегодняшний день геолого-геофизических данных, собранных в ГИС-проект.

В результате проведенных исследований в новейшей структуре острова выявлена продольная и поперечная зональность, которая выражается в сочетании крупных поднятий, осложненных блоковыми дислокациями, ограниченными зонами разрывов, трещиноватости, дробления пород различной ориентировки. Продольная зональность, характерная для пород фундамента, достаточно хорошо выражена в рельефе. Так, с запада на восток выделяются три сегмента: западный, центральный и восточный, которые отличаются друг от друга структурным рисунком пликативных и дизъюнктивных дислокаций, их простираемостью и амплитудами крупных поднятий. Сегменты, включающие поднятия и впадины, как правило, разделяются левосторонними сбросо-сдвигами преимущественно северо-восточного простираения (Икакос, Колон, Троча и др.), заложившимися еще до новейшего этапа развития, т.е. до позднего эоцена [1]. Самые высокоамплитудные поднятия находятся на юго-востоке (Сьерра Маэстро, Сьерра Кристаль). Подсчитанные значения амплитуд поднятий за неоген-четвертичное время составляли 500–1900 м, за четвертичное – 700–1000 м, за голоцен – 25–160 м [4]. Характерно существенное сокращение в размерах впадин и осложнение их локальными поднятиями (Центральная или Кауто-Нипенский прогиб).

Пликативные дислокации нарушены слабыми зонами или линейными (чаще употребляемый термин). Последние фрагментарно наследуют разрывные нарушения, установленные геологическими методами, или сохраняют их простираемостью. Многие из них (Камагуэй, Кауто-Нипе, Троча, Ремендиос, разломы на северной окраине Кубы и др.) являются сейсмически активными [3]. Хорошо выражены в рельефе главная су́тура или главный офиолитовый шов, тектонические границы структурно-формационных зон, протяженные зоны сбросо-сдвигов, заложившиеся еще в мезозое и развивавшиеся конседиментационно на новейшем этапе. Помимо левосторонних сдвигов северо-восточного прости-

рания находят отражение в рельефе и северо-западные правые (Элевадо ла Тегия).

На шельфе выделены локальные низкоамплитудные (0–50 м) поднятия, которые располагаются параллельно поднятиям первого ранга – Велозскому, массиву Гуамуая, Санта-Клара, Камахуани, Сиего де Авина; Камагуэй. Находят свое продолжение на шельфе и разрывы острова, в том числе региональные сбросо-сдвиги, а также слабые зоны (линеаменты). Это указывает на тесную связь неотектонических процессов, происходящих на суше и в акваториях, что было замечено ранее [2] и подтверждено нашими исследованиями.

Изменение простираний новейших структур суши и шельфа, а также конфигурации побережий с северо-восточного на западе (ороген Гуанигуанико) на широтное (Гаванско-Матанзасское поднятие), а затем на северо-западное (поднятия Санта-Клара, Камахуани, Камагуэй, Сиего де Авина) и широтное (поднятия Ольгинское, Сьерра Маэстро, Сьерра-Кристалль) на юго-востоке, по-видимому, обусловлено разными ориентировками внешнего сжатия: от северо-западного на западе до северо-восточного на востоке Кубы. Источником сжатия является конвергенция (схождение) Северной и Южной Американских плит. Согласно современным данным коллизионные процессы, начавшиеся в палеоцене – раннем и среднем эоцене в результате которых образовался Кубинский архипелаг, продолжают и на новейшем этапе. Северо-Американская плита перемещается в юго-западном направлении. Этим механизмом можно объяснить разрастание Кубинского архипелага на север, с образованием островов Сабана и наиболее выдвинутого на северо-восток архипелага островов Камагуэй (здесь находится самая узкая часть Старого Багамского пролива). К середине эоцена большая часть современных, выраженных в рельефе, структур была сформирована [6], а с середины эоцена в условиях трансенсии начали формироваться поперечные впадины Палисиос, Вегас, Броа, Центральная, Кауто.

На формирование новейших структур Кубинского архипелага, особенно его наиболее геодинамически активного юго-восточного сегмента, влияет субширотный левосторонний трансформный разлом Ориент, приуроченный к глубоководному Кайманскому трогу, начало образования которого датируется ранним эоценом. Вдоль разлома Ориент сосредоточено большое количество землетрясений, а сам разлом относится к активным [3]. Скорости левосторонних движений по нему составляют сантиметры в год. Сейсмические события тяготеют к южным перифериям поднятий Сьерра Маэстро и Сьерра-Кристалль, к наиболее поднятым блокам (Сьерра Маэстро), маркируют выявленные нами слабые зоны, разломы (Элевадо Ла Тегия).

Помимо горизонтальной, несомненно, присутствует и вертикальная составляющая напряжений, которые приводят к формированию разрастающихся орогенных сооружений Кубинского архипелага. Рост последних вызывает образование компенсационных передовых прогибов в акваториях западного и восточного сегментов.

С помощью специального программного обеспечения IrapRMS была построена 3D компьютерная геодинамическая модель острова Куба. Выявлено новейшее напряженное состояние и установлена связь между сейсмичностью и неотектоническими движениями Антильско-Карибского региона. В результате моделирования были рассчитаны следующие параметры: величина и ориентировка поля напряжений, вероятность появления новообразованных трещин, амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений верхней части земной коры, области локализации новейших узловых зон, величины изгиба рельефа дневной поверхности, удаленность от зон крупных разрывных нарушений.

Сопоставление полученных данных и проявления сейсмичности позволило отобрать те геодинамические параметры, которые наиболее тесно связаны с характером распространения землетрясений. Этими параметрами оказались: вероятность появления новообразованных трещин, величина вертикальных смещений и плотность новейших узловых зон о. Куба (максимальное полученное значение коэффициента корреляции составляет $K=0.53$). В итоге создана прогнозная карта районов возможного проявления сейсмичности. Эта карта была построена благодаря комбинированию трех параметров: вероятности появления новообразованных трещин, величины вертикальных смещений и плотности узловых зон. Данные параметры приводились к процентам, а затем перемножались, в результате чего были оконтурены площади наиболее вероятного проявления сейсмичности. В итоге анализа были выделены несколько сейсмоопасных зон:

1. Наиболее опасной территорией является восточный блок острова Куба. Здесь можно ожидать землетрясения с магнитудами до 7–8.

2. Велика вероятность проявления сейсмичности в пределах поднятия Камагуэй. В этой зоне можно ожидать землетрясения с магнитудами до 3–4.

3. В зонах поднятий Гуанигуанико и Эскамбрей можно так же ожидать не сильные землетрясения с магнитудами 3–4.

4. Наиболее низкой сейсмической опасностью характеризуются зоны впадин между основными поднятиями острова Куба и южные акватории.

Таким образом, выявленные новейшие дислокации отражают современные геодинамические процессы, происходящие в регионе: переме-

шение Северо-Американской плиты в юго-западном направлении, левостороннее движение вдоль трансформного разлома Ориент. Следствием этого является проявление сейсмичности.

Литература

1. Геология Кубы. Пояснительная записка к геологической карте Кубы масштаба 1:250 000. Академия наук СССР, Академия наук Кубы. М., 1989. 46 с.
2. Костенко Н.П., Дунаев Н.Н. О влиянии новейших структурных форм Кубинского архипелага на развитие берегов // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1982. № 5. С. 19–28.
3. Котилья М.О., Францке Г.Й., Кордоба Д. Сейсмичность и сейсмически-активные разломы Кубы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 6. С. 651–672. <http://www.izdatgeo.ru>
4. Лауреано Орбера, Эрнандес. Неотектоника и сейсмичность Восточной Кубы. Автореф. дисс. ... канд. г.-м. наук. 1985. 10 с. <http://earthpapers.net/neotektonika-i-seysmichnost-vostochnoy-kuby#ixzz4JaJiZJEa>
5. Макаров В.И. Новейшая тектоника Восточной Кубы. Статья первая. Общая характеристика. Северная и Срединная области // Геотектоника. 1986. С. 85–96.
6. Saura E., Vergés J., Brown D., Lukito P., Soriano S., Torrescusa S., García R., Sánchez J. R., Sosa C., Tenreiro R. Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt // Tectonics. 2008. № 27. P. 1–22.

Г.А. Петров^{1,2}, Ю.Л. Ронкин², А.В. Маслов²

Фрагменты геологической истории тиманид, зафиксированные в магматических комплексах южной части Ляпинско-Кутимского антиклинория (Северный Урал)

Тиманский палеоороген – крупная складчато-надвиговая область, расположенная в северной части современного Урала и в фундаменте Печорской плиты [1, 4, 5, 8]. Предполагается, что в верхнем рифее – венде к северо-востоку от Балтики (в современных координатах) суще-

¹ Уральская геологосъемочная экспедиция (ОАО УГСЭ), Екатеринбург, Россия

² Институт геологии и геохимии Уральского отделения Академии наук им. акад. А.Н. Заварицкого (ИГГ УрО РАН), Екатеринбург, Россия

ствовала система островных дуг, блоков континентальной коры (микроконтинентов) и разделяющих их морских бассейнов. Считается, что перечисленные блоки и структуры были аккретированы к континентальной окраине в венде, а несколько позднее (в позднем венде или раннем кембрии) сформировался Тиманский ороген. Выполненные нами исследования позволяют дополнить и уточнить существующие модели позднепротерозойско-раннепалеозойской геологической истории северной части Урала. Изученный район расположен в осевой части Северного Урала, между истоками р. Ыджид-Ляга на севере и бассейном р. Вёлс на юге и охватывает южную часть Ляпинской и северную – Ишеримской докембрийских складчато-надвиговых структур, входящих в состав Ляпинско-Кутимского антиклинория.

Согласно нашим данным, наиболее древние магматические образования представлены здесь долеритами и габбродолеритами ишеримского комплекса (Sm-Nd изохрона 1079 ± 41 млн лет), слагающего многочисленные дайки, силлы, реже штоки среди среднерифейских толщ Ишеримской структуры. Габбродолериты и долериты – умеренно-магнезиальные (MgO 5.0–7.5%), умеренно- и высокотитанистые (TiO_2 1.3–4.0%), породы с преобладанием натрия в составе щелочей. На дискриминантных диаграммах точки их составов попадают в поля магматитов структур растяжения. Возможно, среднерифейский возраст имеют также ультраосновные породы вишерского комплекса, входящие в состав Мойвинского пироксенит-дунит-перидотитового массива (тектонической пластины). Изучение U-Pb систематики цирконов, выделенных из перидотитов, показало большой разброс датировок; тем не менее, самые «молодые» цирконы имеют возраст ~ 1040 млн лет, что соответствует самым верхам среднего рифея, а наибольшее количество определений группируется вокруг цифры 1500 млн лет. U-Pb датирование аксессуарных цирконов из метабазальтов Ишеримской структуры, относимых на современных картах к чувальской и вёлсовской свитам, показало, что самые «молодые» кристаллы имеют возраст 1140 млн лет в восточной и 1068 ± 15 млн лет в западной части структуры, что соответствует верхней части среднего рифея. Геохимические особенности метабазальтов сближают последние с ишеримскими долеритами – это умереннотитанистые и умеренно-магнезиальные породы нормальной щелочности, с преобладанием натрия. Среднее содержание редких земель – 66.5 г/т, отношение суммы легких к сумме тяжелых редких земель (LP3Э/TP3Э) = 3.86. На дискриминантных диаграммах точки составов пород преимущественно тяготеют к полям океанических базальтов; на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb [9] они находятся на мантийном тренде, располагаясь между точками обогащенных океанических (E-MORB) и

внутриплитных (WPB) базальтов. Графики содержаний редких элементов, нормированных к MORB, демонстрируют резко различное содержание щелочных металлов – от обогащенных до обедненных составов, что может быть вызвано миграцией K и Rb в процессе зеленосланцевого метаморфизма; концентрации других элементов, за исключением Zr и Hf, близки к эталону E-MORB. Низкие содержания Zr и Hf вероятно могут быть вызваны участием в составе расплава вещества деплетированной верхней мантии. По совокупности геохимических данных, можно сделать вывод, что составы ишеримских метавулканитов занимают промежуточное положение между магматическими породами континентальных рифтов и океаническими базальтами, возможно, они развивались в пределах пассивной континентальной окраины.

Вопрос о присутствии верхнерифейских магматических образований в исследованном районе остается открытым; ранее выделявшиеся здесь (по аналогии с более северными районами) вулканогенные и интрузивные комплексы позднерифейского возраста, по нашим данным оказываются либо среднерифейскими, либо венд-кембрийскими. Возможно, продолжение исследований позволит обнаружить верхнерифейские интрузивные и вулканические комплексы, хорошо известные в составе Ляпинской структуры севернее характеризуемого района [1, 3].

Вторая, наиболее широко распространенная и разнообразная по составу группа магматических пород была образована в вендское время (~585–545 млн лет). Она представлена вулканитами саблегорской свиты (риолит-базальтовая формация), габбро парнукского и гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплексов. В составе вулканогенных образований преобладают афировые метабазальты; риолиты и дациты развиты преимущественно в пределах двух вулканических центров (ареалов) – Атертумпского (район хребтов Атертумп, Нейлентумп и Атенгаух в верховьях Ыджид-Ляги) и Тумпийнского (верховья рр. Тумпья и Маньская Волосница)) и представлены субвулканическими, экстррузивно-лавовыми и туфовыми фациями. Возраст риолитов определен нами U-Pb методом по цирконам в двух местах – в районах горы Атертумп – 583 ± 4.3 млн лет, и р. Тумпья – 553.7 ± 4.7 млн лет; цирконы из метабазальтов Атертумпского ареала имеют возраст 547 ± 25 млн лет, а в подобных породах с хр. Мансипальнеллаттуил – 569 ± 4 млн лет. Время формирования интрузивных пород приблизительно соответствует возрасту вулканитов – цирконы из гранитов Ыджидлягского массива имеют U-Pb возраст 568–563 млн лет, Саклаимсорского массива – 560.8 ± 4.2 млн лет, Мойвинского – 565 ± 2 и 566.2 ± 4.6 млн лет, Посьмакского – 560 ± 4.1 млн лет. U-Pb датирование цирконов из габбро массива Койп дало цифру 579 ± 4 млн лет (возраст одного из кластеров), Елминского

массива – 568 ± 4 млн лет [2]. Геохимические параметры metabазальтов сближают их с вулканиитами структур растяжения. Метабазальты – умеренно-титанистые, умеренно-магнезиальные породы; во всех вулканиитах Na преобладает над K, характерны высокие содержания фосфора (до 0.4%). Точки составов на дискриминантных диаграммах часто попадают в поля океанических вулканиитов. Графики содержаний $P3\Delta$, нормированных к хондриту, имеют круто наклонную форму ($LP3\Delta/TP3\Delta_{\text{среднее}} = 5.98$). Точки составов саблегорских кислых вулканиитов на диаграммах Rb–(Yb+Ta), Nb–Y и Nb–Zr располагаются в полях составов островодужных гранитов. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb часть точек находится на мантийном тренде, другая – смещена в поля надсубдукционных обстановок. На спайдер-диаграмме «Порода/MORB» графики составов metabазальтов в значительной степени соответствуют эталону E-MORB или располагаются между ним и составами базальтов континентальных рифтов. Отличие состоит в широких вариациях содержания K и Rb, что, вероятно связано с миграцией данных элементов при региональном метаморфизме, а также в некоторой деплетированности Zr и Hf. Гранитоиды и риолиты из разных районов также имеют заметные геохимические различия: часть из них (риолиты Атертумпского ареала и граниты массива Саклаимсори) близки к анорогенным гранитам, другие (породы Ыджидягского, Торрепорризского, Мойвинского и Посьмакского массивов, риолиты Тумбинского ареала) сходны с известково-щелочными гранитами I-типа. Определенная двойственность геохимических параметров вулканиитов саблегорской свиты и комагматичных им интрузивных образований, вероятно, связана с формированием последних в структурах растяжения, локализованных на активной континентальной окраине [7].

Третий возрастной интервал включает кембрийские магматические образования (535–485 млн лет), также объединяющие вулканические и интрузивные комплексы – вулканииты района верховьев р. Печора, metabазальты из района верховьев р. Вишера, граниты массивов Седловатая Парма, Вёлсовского и Хальсорского. Вулканииты из верховьев р. Печора представлены базальтами, андезитами и дацитами (?) лавовых и пирокластических фаций, геохимические параметры сближают их с породами структур растяжения («обогащенными» океаническими и «внутриплитными» базальтами). Граниты принадлежат к известково-щелочному и анорогенному типам. Кембрийский возраст вулканиитов обосновывается U-Pb датировками цирконов в metabазальтах – 494 ± 2.8 млн лет. Изучение U-Pb систематики цирконов из гранитов дало следующие результаты: массив Седловатая Парма – 492.5 ± 1.2 млн лет, Хальсорский массив – 486.2 ± 4.1 млн лет, Верхнеманьинский массив –

534±22 млн лет, Велсовский массив – 530.5±4.5 млн лет (гранит-порфиры) и 511.4±3.3 млн лет (лейкограниты). Нижнекембрийские магматические образования представлены гранитами и лейкогранитами, а верхнекембрийские – гранодиоритами и вулканитами (преимущественно метабазальтами с «внутриплитными» геохимическими характеристиками).

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы: 1) изотопно-геохронологические исследования показали, что в рассматриваемом районе пространственно сближены среднерифейские, вендские и кембрийские метавулканиты. Учитывая сильную дислоцированность пород, повсеместное развитие зеленосланцевого метаморфизма и тектонических нарушений (в том числе – надвиговых), а также недостаточную изученность, разделение и картирование разновозрастных метабазальтов далеко не везде представляется возможным; 2) широкое распространение среднерифейских магматических образований в пределах Ишеримской структуры (долеритов в дайках и силлах среди терригенных толщ автохтона и метабазальтов в аллохтонных пластинах), свидетельствует, возможно, о вхождении данного района в состав крупной магматической провинции (КМП/LIP); 3) присутствие среди вендских вулканитов горных пород, сходных с магматическими образованиями как известково-щелочных серий активных континентальных окраин, так и структур растяжения, вероятно, свидетельствует о разнообразии источников магм и типов локальных обстановок в общей структуре активной континентальной окраины. Геологическая ситуация в исследуемом районе в вендское время вероятно имела определенное сходство с аккреционными структурами южного обрамления Сибирского континента (конвергентными границами западно-тихоокеанского типа по [7]), где также отмечается сочетание мантийного плюмового и субдукционного магматизма; 4) кембрийский этап, вероятно, можно разбить на две части: ранне- и позднекембрийскую. В нижнем кембрии происходило внедрение гранитов, в это же время отмечается формирование полимиктовых молассовых отложений лаптопайской свиты [6]. По-видимому, эти события знаменуют собой завершение тиманского орогенеза и начало коллапса горного сооружения. Верхнекембрийские гранодиориты и вулканиты по геохимическим параметрам сходны с породами структур растяжения. Вероятно, данные образования относятся уже к ранним уралидам и формировались на начальных стадиях континентального рифтогенеза.

Литература

1. *Андреичев В.Л.* Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. 47 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка / Водолазская В.П., Иванов В.Н., Петров Г.А., Зархидзе Д.В., Кириллин С.И., Кузенков Н.А., Курзанов И.Ю., Стороженко Е.В., Берлянд Н.Г., Жданов А.В., Мельгунов А.Н., Полянская Т.Л., Полякова Н.Ф. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.
3. *Душин В.А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
4. *Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В.* Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
5. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. Унифицированные корреляционные стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: МСК, ИГГ УрО РАН России, 1993. 151 схема.
7. *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.
8. *Gee D.G., Pease V.L.* (Eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geological Society, London, Memoirs, 2004. V. 30. 249 p.
9. *Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Hawkesworth C.J., Norry M.J. (eds.). Continental basalts and mantle xenoliths. Cambridge: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230–249.

Геодинамические аспекты металлогении ураноносных осадочных бассейнов Евразии

Существенное внимание во второй половине XX в. уделялось исследованию глубинных геодинамических процессов в области сочленения континентальных и океанических плит с краевыми частями консолидированных континентальных блоков. Одновременно рассматривалась связь эндогенных урановых месторождений с орогенными областями, которые обязаны своим происхождением коллизии. Экзогенная металлогения урана практически все время исследовалась независимо от эндогенной. Накопленный в конце XX и начале XXI вв. новый фактический материал позволяет найти общие корни у части экзогенных месторождений урана с эндогенными с позиции новейших геодинамических процессов на юго-западе, юге и востоке Евразийской плиты [3].

Экзогенные урановые месторождения песчаникового типа приурочены к определенным осадочным бассейнам, число которых ограничено. Каждый из них последовательно проходил несколько стадий развития. Им отвечают соответствующие рудообразующие системы: *катагенетическая* – основная нефтегазогенерирующая и подготовительная для эксфильтрационной, *эксфильтрационная* – ведущая при образовании месторождений рудных (Pb, Zn, Mo, As, Mn и др.) и нерудных (барит, целестин, флюорит, сера и др.) полезных ископаемых; служит источником восстановителей и *инфильтрационная* – главенствующая при формировании экзогенных полиминеральных урановых руд.

Коллизия Африканской, Аравийской и Индийской плит с юга и субдукция Тихоокеанской и Филиппинской с востока обусловили формирование крупных орогенных поясов в краевой части Евразийской плиты, каждый из которых характеризуется своими металлогеническими особенностями (таблица). Анализ пространственного размещения эндогенных и экзогенных урановых месторождений в пределах орогенных областей создает предпосылки для выявления специфики металлогенической зональности в каждом крупном блоке и позволяет наметить в ней место инфильтрационным месторождениям урана в различных по условиям формирования осадочных бассейнах [1, 3].

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ФГБУ «ВИМС»), Москва, Россия

Таблица. Осадочные бассейны, контролирующие урановое оруденение

Ураноносные осадочные бассейны в пределах внутриконтинентальных областей							
Коллизионный пояс		Суборогенный (переходный) пояс		Платформенный (Северный) пояс		Субдукционный пояс	
Тип осадочного бассейна							
Тектоно-седиментационные в пределах кайнозойских коллизионных областей	Тектоно-седиментационные в краевых частях молодых платформ, испытавших воздействие коллизии	Тектоно-седиментационные в краевых частях платформ, испытавших воздействие коллизии	Структурно-породные в центральных и краевых частях слабодислоцированных платформ	Структурно-породные в краевой слабоактивизированной части платформы	Тектоно-седиментационные в краевых частях молодых платформ, испытавших воздействие субдукции	Тектоно-седиментационные в пределах орогенных областей и фундамента древних платформ	Тектоно-седиментационные в пределах островных дуг испытавших, воздействие субдукции

Вдоль северного края Альпийско-Гималайского коллизионного пояса ураноносные осадочные бассейны протягиваются узкой прерывистой полосой от Атлантического океана до Северо-Китайской платформы. Длительный этап сближения Тихоокеанской океанической плиты с Евразийским континентом сопровождался существенной переработкой восточной окраины Евразии. В итоге ширина орогенного пояса, вмещающего ураноносные структуры, превышает 2500 км. Значительная часть инфильтрационных месторождений урана локализуется на внешнем фронте коллизионной зоны в области затухания геодинамических процессов [1, 2].

Внешний источник урана для крупных и уникальных инфильтрационных месторождений урана подтверждается материалом по металлогеническим зонам Притяньшаньской мегапровинции. В них он удален от места локализации оруденения на расстояние от 500 до 800 км. Уран как самый подвижный элемент в рассмотренных сегментах продвинул дальше всех металлов в процессе орогенеза территории. Он выходит на дневную поверхность в высокой части орогенов. Далее доля его остается на месте в виде эндогенных месторождений. Другая часть пе-

ремещается с пластовыми, грунтовыми и поверхностными водами и осаждается в пределах суборогена в водоносных горизонтах крупных осадочных бассейнов на выклинивании зон пластового окисления.

Наиболее полная металлогеническая зональность сформировалась на затухающем фронте Тихоокеанского пояса. Здесь в восточной части Евразийского континента прослеживается следующий ряд от Тихого океана: «рядовая минерализация», представленная месторождениями золота, олова, вольфрама, железа и других полезных ископаемых. Частично объекты мезозойского возраста локализируются вблизи границ сочленения древних тектонических блоков; западнее к области континентального рифтогенеза тяготеют вулканогенно-тектонические структуры центрального типа мезозойского возраста. Такие крупные кальдеры как Алданская, Стрельцовская, Дорнотская и Сайншаньская, контролируемые месторождения урана и других полезных ископаемых; еще западнее, в области затухания тектонической активности, проявлены молодые инфильтрационные урановые месторождения. Все они образуют протяженный меридиональный рудный пояс, в пределах которого выделен Байкало-Южно-Китайский урановорудный. Установленная металлогеническая зональность целиком обязана глобальным геодинамическим процессам, протекающим в коре и мантии [1].

Наибольшее внимание привлекают территории, прилегающие к областям коллизии и субдукции. Эти процессы образовали молодые – неоген-четвертичные – крупные и уникальные инфильтрационные урановые месторождения и эндогенные урановые месторождения мезозойского возраста. В трех тектонических структурах – Средиземноморский и Индийский сегменты и Тихоокеанский пояс – инфильтрационные урановые месторождения оказались «на своем месте» – на внешнем затухающем фронте коллизии и субдукции – и расположились в пределах области суборогена. Уникальные по масштабам инфильтрационные месторождения Чу-Сарысуйской и Центрально-Кызылкумской провинций, локализующиеся в пределах Индийского сегмента, не обнаруживают связи с эффузивами. Это может быть объяснено интенсивным поэтапным сжатием коллизионного пояса, препятствующим прорыву из астеносферы магматических флюидов [3].

Разная металлогеническая специализация и масштаб проявления гидрогенного рудного процесса в пределах Тихоокеанского пояса и Индийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, формирование которых обусловлено мезозойско-кайнозойскими глобальными геодинамическими процессами, определяется рядом причин. Уран в пределах Байкало-Южно-Китайского урановорудного пояса локализовался в ограниченных по площади палеодолинах, впадинах и депрессиях. Месторождения

рождения при этом часто сопрягаются пространственно и по возрасту с покровами молодых базальтов. В тыловых частях пояса локализуются крупные эндогенные месторождения урана в локальных структурных блоках – кальдерах. Уран в пределах Памирского сектора Индийского сегмента концентрировался в обширных впадинах суборогенного типа и крупных протяженных палеодолинах в приорогенных артезианских бассейнах с проточным режимом. Здесь характерно слабое проявление молодой вулканической деятельности и формирование незначительных по масштабам эндогенных урановых месторождений в тыловых частях провинции в пределах горного Тянь-Шаня.

Разработка теории экзогенного пластово-инфильтрационного уранового рудообразования взаимосвязана с историей открытия и становления уникальной Притяньшаньской урановорудной мегапровинции. В результате коллективного труда геологов различных специальностей постепенно вырабатывалась новая генетическая концепция. На основе своих исследований за несколько десятилетий нами сформулирован тезис о формировании крупных и уникальных гидрогенных месторождений урана на значительном удалении от источника в пределах суборогена Индийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и выделен в рамках Тихоокеанского металлогенического пояса Байкало-Южно-Китайский урановорудный [1].

Литература

1. *Печенкин И.Г., Грушевой Г.В.* Металлогения ураноносных осадочных бассейнов Евразии. М.: РИС ВИМС, 2015. 224 с.
2. *Pechenkin I.G., Petrov V.A.* Resonance tectonic structure as a factor for epigenetic ore deposit forming in Central Asia // Mineral Resources in a Sustainable World. Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting 24–27 August 2015, Nancy, France. V. 1. P. 185–188.
3. *Печенкин И.Г.* Связь металлогении урана с геодинамическими процессами в краевых частях Евразии // Руды и металлы. 2016. № 2. С. 5–17.

Северодвинская кольцевая структура – элемент региональной тектоники Северо-Запада европейской России

На северо-западе Европейской России, в основном на территории Архангельской области, по особенностям аномального магнитного поля [3] выделена крупная кольцевая структура (КС), имеющая эллипсоидную форму. Ниже эта структура называется Северодвинской, так как ее длинная ось проходит вблизи русла р. Северная Двина (рис. А). В составе структуры обособляются зона ядра и внешняя кольцевая зона размерами, соответственно, 450×250 и 500×400 км. Границы зон определяются по дугообразным фрагментам аномалий, смене характера и интенсивности магнитного поля. Последнее на площади ядра имеет преимущественно отрицательные значения, достигающие -400 нТл. Положительные аномалии, занимающие не более 25–30 % площади ядра, имеют интенсивность до 200 нТл. Во внешней кольцевой зоне магнитное поле приобретает более знакопеременный характер при некотором площадном преобладании положительных аномалий интенсивностью до 300 нТл. Интенсивность отрицательных аномалий внешней зоны, в целом, укладывается в тот же диапазон значений, что в ядре. Границы зон нередко влияют на расположение и ориентировку русел рек и водоразделов (рис. А).

Региональные магнитные аномалии карельского фундамента, имеющие северо-западное простираие, внутри кольцевой структуры испытывают разрывы, дробление, выклинивание. Например, сейсморазведочными работами установлено, что юго-восточное окончание Архангельского горста разбито мелкими грабенами на ряд выступов [1] (рис. Б).

Ядро кольцевой структуры смещено от геометрического центра в юго-восточный сектор, в котором внешняя зона значительно сужается. С северо-запада на юго-восток КС в целом и ее ядро заметно расширяются, как бы прижимаясь к границе геоблоков Фенноскандия и Волго-Сарматия. Эта граница в конце раннего протерозоя представляла собой Центральнорусский коллизионный пояс, преобразованный в рифее в Среднерусский авлакоген [8]. Внешняя кольцевая зона частично перекрывает площадь Среднерусского авлакогена (рис. Б).

В юго-западном обрамлении кольцевой структуры намечаются дугообразные магнитные аномалии, грубо концентрические относительно

¹ Российский государственный университет нефти и газа, Москва, Россия

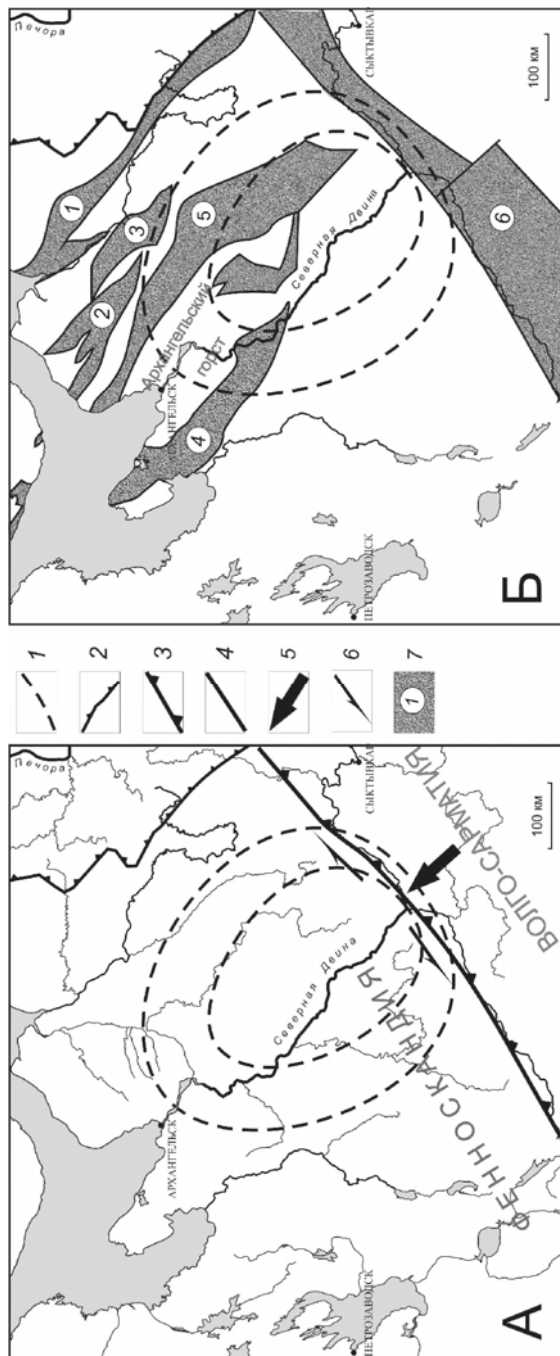


Рис. А. Географическое положение и схема формирования Северодвинской кольцевой структуры

Рис. Б. Взаимоотношения Северодвинской структуры с рифейскими авлакогенами

1 – границы зон Северодвинской кольцевой структуры; 2 – Тимана, 3 – Центральнорусского коллизийного шва; 4 – рифейские разломы; 5 – рифейские авлакогены; 1 – Мезенский, 2, 3 – Лешуконский; 2 – Лешуконский грабен, 3 – Азаповский грабен, 4 – Кандалакшско-Онежский, 5 – Керетско-Пинежский; 6 – Среднерусский; 6, 7 – направления перемещений во время позднекарьельской коллизии; 6 – сжатие, 7 – течение горных масс

КС и также прижатые к Среднерусскому авлакогену. В северо-восточном обрамлении КС подобные аномалии не распознаются, возможно, из-за близости рифейских надвигов Тимана.

Среднерифейские авлакогены и входящие в их состав грабены по-разному ведут себя относительно Северодвинской структуры (рис. Б). Кандакшско-Онежский авлакоген резко сечет внешнюю кольцевую зону, но выклинивается на границе с ядром. Керецко-Пинежский авлакоген пересекает обе зоны, испытывая изгиб на их границе. Более мелкие, кулисообразно расположенные Лешуконский и Азапольский грабены Лешуконского авлакогена утыкаются в границу внешней кольцевой зоны.

Ранее С.Л. Костюченко описал (без показа на карте и без названия) кольцевую структуру диаметром 200 км в междуречье Северной Двины и Мезени [4]. Внутри нее расчетная плотность фундамента повышена до 2.8–2.92 г/см³ на фоне значений 2.76–2.77 г/см³, характерных для обрамления. От периферии к центру структуры скорость сейсмических волн снижается с 6.2–6.3 до 5.8–5.9 км/с. С.Л. Костюченко связал выделенную им структуру с гранитогнейсовым куполом по аналогии с древними формами Балтийского щита.

Приведенные соотношения позволяют ограничить время возникновения Северодвинской кольцевой структуры эпохой становления Восточно-Европейского кратона в конце раннего протерозоя и связать ее со столкновением литосферных палеоплит Фенноскандии и Волго-Сарматии по Центральнорусскому коллизионному шву [2, 6, 8]. Коллизия сопровождалась пододвиганием края Фенноскандии под Волго-Сарматия, вызывала скучивание, сдвиговые смещения, дробление краев геоблоков, перемешивание их фрагментов, метаморфизм амфиболитовой фации [7, 6].

Механизм образования Северодвинской кольцевой структуры вытекает из тектонофизических закономерностей развития коллизионных структурных ансамблей [5]. В соответствии с этими закономерностями позднекарельская разрывная тектоника региона, в основном, определялась парагенезом складчато-разрывных дислокаций северо-восточного и северо-западного направлений. Первые, включая Центральнорусский сутурный шов, ориентировались поперек оси регионального сжатия, вторые были перпендикулярны оси растяжения. Под действием сжимающей силы горные массы в сутурной зоне раздавливались и растекались от оси сжатия в противоположные стороны, то есть к северо-востоку и юго-западу, образовав на юго-восточной окраине Фенноскандии двустороннюю зону пулл-апарт. В этой зоне относительная декомпрессия привела к формированию Северодвинского очага анатектиче-

ского магматизма и метаморфизма. В свою очередь, латеральное расширение прогретых коровых масс внутри очага могло способствовать растеканию пород в приколлизийной зоне.

Литература

1. *Балуев А.С.* Континентальный рифтогенез севера Восточно-Европейской платформы в неогее: геология, история развития, сравнительный анализ. Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2013. 49 с.

2. *Богданова С.В.* Введение: основные задачи исследований по проекту EUROBRIDGE // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 223–225. Серия аналитических обзоров "Очерки по региональной геологии России". Вып. 2.

3. Карта аномального магнитного поля и прилегающих акваторий масштаба 1:5000000 / О.В. Петров, А.Ф. Морозов, А.В. Липилин и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.

4. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. М-б 1:2 500 000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛ РАН, 1996. 94 с.

5. *Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизийных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–140.

6. *Хераскова Т.Н., Сапожников Р.Б., Волож Ю.А., Антипов М.П.* Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования // Геотектоника. 2006. № 6. С. 33–51.

7. *Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G., Taran L.N.* Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 39–66.

8. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precam. Res. 2008. V. 160. Is. 1-2. P. 23–45.

**Раннекимморийская складчатая система и перспективы
нефтегазоносности нижних секций осадочного разреза
Западного Предкавказья**

В осадочном чехле западных районов Скифской плиты выделяется ряд крупных линейных поднятий, определяющих ее современный структурный облик. Наиболее значительными из них являются Азовский и Каневско-Березанский валы. Принято считать, что на глубине им соответствуют пермско-триасовые тафрогены, испытывавшие инверсию и складчатость в конце триаса – начале юры [2 и др.]. Анализ накопленного к настоящему времени геолого-геофизического материала позволяет внести коррективы в представления о генезисе данных дислокаций и, соответственно, о перспективах нефтегазоносности региона.

Центральную часть Азовского моря занимает одноименный вал – крупная асимметричная структура, южный пологий склон которой постепенно переходит в северный борт Индоло-Кубанского прогиба, а северный крутой и узкий оборван Главным Азовским надвигом амплитудой от 800 до 1000 м [1, 6]. На значительной части вала отложения от среднеюрских до палеоцен-эоценовых размыты, а отложения майкопской серии перекрывают нерасчлененную толщу триаса.

Породы доплитного комплекса вскрыты на ряде площадей на глубинах от 497 до 1127 м. Наиболее древние отложения на глубину около 1000 м пройдены на Электроразведочном поднятии скв. 1. Возраст отложений разными исследователями датируется как пермско-триасовый, триасовый или триас-юрский [2]. Сложен разрез дислоцированными (углы падения 25–70°) темно-серыми филлитовидными сланцами, алевролитами и песчаниками, измененными на стадии глубокого эпигенеза и начального метаморфизма. По своему составу и степени преобразований разрез площади Электроразведочной площади напоминает каменноугольные отложения восточных районов Скифско-Туранской плиты [3–5].

В триасовых образованиях на поднятии Морское 1 в песчаниках среди обломочного материала встречаются слабо окатанные обломки углисто-гидрослюдистых сланцев и угловатые обломки кварцевых мелкозернистых песчаников и алевролитов, сходных с аналогичными породами из палеозойской(?) части разреза скв. 1 Электроразведочная.

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

На Бейсугской площади удалось получить достаточно качественный сейсмический материал, свидетельствующий о складчато-надвиговой природе дислокаций в его доплитной части разреза (рисунок). Принадвиговые антиклинальные складки имеют амплитуду от 300 до 900 м при ширине от 4 до 7 км.

Данные сейсморазведки указывают на аллохтонную природу Азовского вала, представляющего собой в доплитном комплексе пакет тектонических пластин, надвинутых одна на другую при общей направленности латеральной транспортировки масс горных пород в северном направлении [8, 9]. К северу за плоскостью Главного Азовского надвига скачкообразно появляются в разрезе отложения палеоцена–эоцена и мела, отсутствующие в присводовой части вала, а также резко нарастает мощность майкопа. В плане зона основного надвига не однородна, а состоит из отдельных более мелких дугообразных надвигов, кулисообразно подставляющих друг друга по простиранию.

Продолжением Азовского вала к востоку является Каневско-Березанский вал. Эта структура длиной около 300 км и шириной до 50 км на севере через систему погружений (Копанское, Иркилевское) примыкает к Ростовскому своду, а на юге Тимашевским разломом отделяется от одноименной моноклинали. Типично платформенный чехол в пределах вала начинается с нижнего мела.

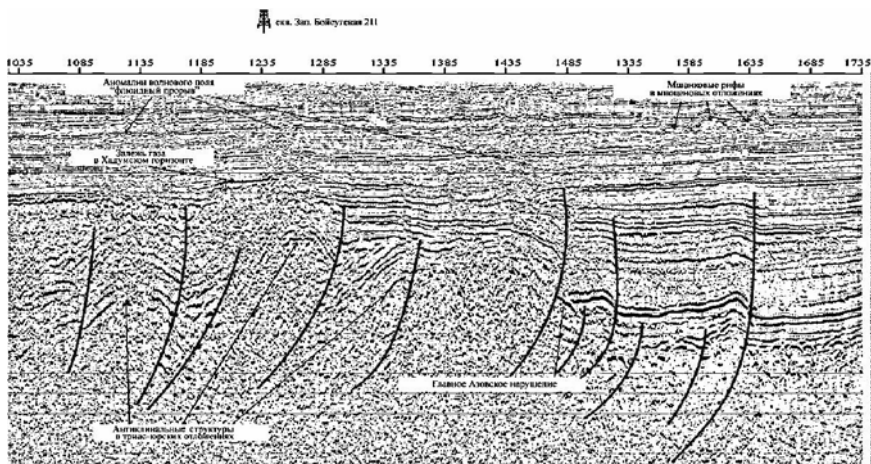


Рисунок. Строение разреза и характер дислокаций Азовского вала в районе Западно-Бейсугской площади (фрагмент сейсмического разреза профиля 38012502). Вертикальный масштаб «растянут» относительно горизонтального примерно в 3.5 раза

Каневско-Березанский вал по платформенному чехлу имеет резко асимметричное строение: север-северо-восточное крыло короткое и крутое, оборванное надвигом, юг-юго-западное более пологое и широкое. Доюрские отложения дислоцированы. Сразу же за фронтом надвига триасовые и палеозойские (?) отложения имеют пологое залегание. Наличие надвигов доказано бурением на Старо-Минской антиклинали [7].

Пространственно Азовский и Ейско-Березанской платформенные валы совпадают с центральным сегментом Северокрымско-Ейско-Березанской раннекиммерийской складчатой зоны, сложенной мощной призмой осадочных и вулканогенно-осадочных пород позднепалеозойско-триасового возраста, претерпевших складчатость на рубеже триаса и юры [6, 9]. В результате раннекиммерийских коллизионных процессов дислоцированные комплексы пород верхнего палеозоя и триаса были шарьированы на прилегающие с севера и северо-востока районы с образованием складчато-надвиговых дислокаций.

С началом коллизионных процессов следует связывать и заложение краевого прогиба [7], более хорошо изученным на акватории Азова и в Крыму, получившим название Предскифийского [10]. Южная его часть перекрыта аллохтонными пластинами Азовского вала. Масштаб тектонического перекрытия примерно соответствует ширине названного вала и составляет около 25–30 км [7].

Ниже отложений платформенного чехла выделяется мощный (до 10 км) комплекс относительно слабо дислоцированных палеозойско-триасовых отложений. На завершающей стадии своего развития Предскифийский прогиб испытал на себе воздействие мощного сжатия, направленного с юга, с образованием пологих срывов и тектонических чешуй [9]. Тектонически сорванным, очевидно, оказался орогенный комплекс формаций. Дислокации Предскифийского прогиба представлены надвигами южного наклона, чешуями и принадвиговыми складками северной вергентности. Многие из надвигов проникают в перекрывающий платформенный чехол, контролируя строение и развитие мел-палеогеновых антиклиналей [1, 6].

Погребенный краевой прогиб может обрамлять с внешней стороны раннекиммерийский складчато-надвиговой пояс на протяжении более 500 км при ширине 20–60 км [7], и является новым перспективным региональным объектом геологоразведочных работ как на акватории Азова, так и сопредельных территориях [8, 9]. Учитывая его тектоническую природу можно предполагать присутствие в основании осадочного разреза и платформенных формаций. В составе мощного комплекса орогенных формаций могут быть широко представлены терригенные и карбонатно-терригенные отложения, содержащие в хорошо изученных

краевых прогибах крупные скопления нефти и газа. В прогибах подобного рода обычно представлен практически весь известный спектр ловушек УВ.

Таким образом, на основании анализа геолого-геофизических материалов в западной части Скифской плиты выделены протяженная раннекиммерийская складчато-надвиговая система дислокаций и сопряженный с нею краевой прогиб. Последний имеет ширину 20–60 км и длину более 500 км. Несмотря на большие глубины залегания и значительный катагенез палеозойских пород, Предскифийский краевой прогиб перспективен для поисков месторождений нефти и газа. Кроме того, осадочные комплексы прогиба можно рассматривать как дополнительный, возможно даже основной, источник УВ для вышележащих ловушек в мезозойско-кайнозойских отложениях, что повышает их нефтегазовый потенциал. Следы возможной вертикальной миграции флюидов могут являться сейсмические аномалии типа «флюидный прорыв» [7]. Большой интерес представляет прискладчатое крыло прогиба, где могут быть сосредоточены значительные запасы нефти и газа в поднадвиговой зоне.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 16-05-00013.

Литература

1. Исмаилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А., Шайнуров Р.В. Аллохтонные структуры Азовского моря // Докл. АН СССР. 1991. Т. 313. № 4. С. 792–795.
2. Летавин А.И. Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Недра, 1978. 147 с.
3. Попков В.И., Пинчук Т.Н. Литология палеозойских отложений Западного Предкавказья // Геология, география и глобальная энергия. 2011. № 3 (42). С. 71–77.
4. Попков В.И., Янакурт О.В., Демидов А.А. Особенности строения фундамента Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1986. № 5. С. 135–143.
5. Попков В.И., Янакурт О.В., Демидов А.А. Породы фундамента юго-запада Туранской плиты // Советская геология. 1985. № 9. С. 106–113.
6. Попков В.И. Структурные особенности и генезис дислокаций дна Азовского моря // Геология, география и глобальная энергия. 2008. № 1. С. 77–90.
7. Попков В.И., Попков И.В. Предскифийский краевой прогиб – новый нефтегазоперспективный объект Скифской плиты // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. 2011. № 16. С. 84–86.

8. Попков В.И., Дементьева И.Е., Казарова Е.В. Геологические предпосылки нефтегазоносности поднадвиговых зон запада Скифской плиты // XXI Губкинские чтения «Фундаментальный базис инновационных технологий поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа и приоритетные направления развития ресурсной базы ТЭК России». Тез. докл. РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2016. С. 56–59.

9. Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е. Тектоника и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения разновозрастных платформ на акватории Азова / Под ред. Н.М. Чернышова, Л.И. Надежка. Глубинное строение, минералогия, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов: материалы XX Всероссийской конференции с международным участием. г. Воронеж, 25–30 сентября 2016 г. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2016. С. 307–311.

10. Юдин В.В. Предскифийский краевой прогиб // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. С. 177–183.

В.И. Попков¹

Надвиги Горного Мангышлака

Одним из немногочисленных мест, где можно наблюдать строение Мангышлакско-Карашорского раннекиммерийского складчатого пояса [4] непосредственно в естественных обнажениях, является Горный Мангышлак. Район достаточно детально исследован и прекрасно описан многими геологами [1–8 и др.]. В данной работе акцент сделан на характеристике известных здесь надвигов и тектонических покровов.

Хр. Каратаушик. Отложения пермо-триаса формируют синклинальную складку, обрамленную с севера и юга надвигами [1], висячих крыльях которых на поверхность выведены образования отпанской и долнапинской свит. Осевая плоскость складки простирается в направлении северо-запад 308° –юго-восток 128° , а ее шарнир полого погружается к северо-западу. В южном крыле синклинали углы падения пород последовательно меняются от 45° до 30° при падении на северо-восток по азимуту $25\text{--}40^\circ$. У контакта с надвигом углы наклона возрастают до 60° . Северное крыло несколько круче, в принадвиговой зоне углы падения триасовых отложений достигают 70° .

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Южная периферия Каратаушской синклинали образована изолированными массивами песчаников отпанской свиты. Падение пород на северо-запад $305-315^\circ$ под углом $20-25^\circ$. Выход пермских песчаников в г. Билуктау от центральных частей Каратаушика ограничен крупным надвигом [1], падающим к юг-юго-западу (182°) под углом 62° . Азимут его простирания северо-запад 305° –юго-восток 125° . Вдоль надвиговой поверхности приведены в соприкосновение песчаники отпанской и аргиллиты тарталинской свит нижнего триаса, то есть здесь надвигом полностью перекрыта долнапинская свита. На северных склонах г. Данысман плоскость надвига разветвляется, образуя чешуи, где установлен контакт пород отпанской свиты и верхов долнапы, а к северо-западу – низов долнапинской свиты с тарталинской. Амплитуда надвига в районе г. Билуктау достигает 1500 м, постепенно уменьшаясь к востоку.

На севере Каратаушика по плоскости второго крупного надвига отложения долнапинской, а восточнее и отпанской свит контактируют с тарталинской свитой, слагающей северный борт синклинали. Падение плоскости разрыва очень крутое, местами почти вертикальное. Амплитуда смещения достигает нескольких сотен метров. Вдоль надвига четко фиксируется зона дробления. Помимо этого северное и южное крылья Каратаушской синклинали осложнены многочисленными нарушениями взбросо-надвигового характера. Их простирание совпадает с простиранием пермо-триаса или же они секут последние под острым углом. Падение их юго-западное или северо-восточное под углом $62-65^\circ$. В ряде случаев по ним отмечается и некоторое горизонтальное сдвигание пород. Амплитуда второстепенных взбросов также возрастает к западу, где достигает 100-200 м. Взбросо-надвиги сопровождаются дроблением и смятием пород, образующими зоны в 1-3 и более метров мощности.

Хр. Западный Каратау. Основными структурными элементами хребта Западный Каратау являются Отпанская и Арпалинская антиклинали, разделенные крупной Шетпинской синклиналью. Ядро Отпанской антиклинали образовано отложениями биркутской и отпанской свит. С юго-запада она осложнена серией чешуйчато-надвиговых дислокаций пермских и триасовых пород. С юго-запада в Отпанскую антиклиналь врезается клин триасовых отложений. В его пределах с севера на юг устанавливается нормальная стратиграфическая последовательность отложений нижнего, среднего и верхнего триаса, осложненная местами послойными срывами. Однако эта последовательность проявляется на фоне опрокинутого залегания пород, наклоненных к северу под углами $70-85^\circ$ в направлении, противоположном нормальному залеганию слоев юго-западного крыла Отпанской антиклинали. Пробуренная в ядерной

части антиклинали скважина 127 прошла около 70 м по отложениям биркутской свиты, а затем вскрыла породы нижнего триаса (тарталинскую свиту), в которых при забое 280.5 м и была остановлена.

Указанный разрыв является фрагментом крупного надвига, следящегося вдоль всего южного склона Западного Каратау. В западной части надвиг протягивается от г. Куюктау через кол. Саарча-Кудук к южным частям Тасдостая-сая. По надвику совмещены породы тарталинской свиты (с юго-запада) с породами хозбулакской свиты (с северо-востока). Восточнее, между Маханкура-саем и Тушибек-саем, надвиг дробится на ряд чешуй, которые смещают серию триасовых и пермских пород. Простираение надвиговой поверхности от северо-западного (315°) – юго-восточного (36°) до северо-западного (280°) – юго-восточного (100°). Поверхность надвига падает на юго-запад под углом в $50-70^{\circ}$. Наиболее сильное смятие наблюдается в лежащем северо-восточном крыле. Амплитуда надвига в западной части достигает 2500-3000 м, к востоку, в местах расщепления его на ряд чешуеобразных апофиз, амплитуда значительно уменьшается и иногда доходит до нескольких сотен метров.

Расположенная к юго-западу от надвига часть Западного Каратау образована тарталинской и долнапинской свитами, имеющими здесь моноклинальное залегание и северо-восточное падение под углами в $45-60^{\circ}$. В восточной части Западного Каратау между Отпанской и Арпалинской антиклиналями вклинивается крупная Шетпинская синклиналь, имеющая, как и Карашекская, клинообразную форму с расширением к северо-западу. Ее юго-восточный борт сильно сжат (до нескольких сотен метров) и нарушен разрывами. Резкое сокращение ширины Шетпинской синклинали происходит по Акмышскому правостороннему сдвигу, выявленному В.Г. Трифоновым и др. [7]. Амплитуда горизонтального смещения может быть оценена как минимум в 200 м. Сдвиговые перемещения по разлому сопровождались формированием пологих надвигов, переходящих в покровы. Движение масс горных пород происходило с северо-запада на юго-восток. При этом верхние горизонты шаирской свиты верхнего триаса оказались надвинуты не только на ее нижние секции, но и на более древние отложения, в том числе и нижнетриасовые.

В пределах юго-восточного окончания хребта Западный Каратау в поле развития пермо-триасового комплекса пород проходит крупный Шетпинский разлом, состоящий из двух основных ветвей. Северная ветвь круто ($80-90^{\circ}$) наклонена на север, а южная, под таким же углом – на юг. К востоку обе ветви сливаются. Заключенные между ними отло-

жения хозбулакской свиты осложнены многочисленными мелкими складками с крутыми, иногда вертикальными крыльями и шарнирами, представляющими собой складки волочения, образовавшиеся в результате левосдвиговых перемещений по разрывам [7].

Хр. Восточный Каратау. Вдоль южного склона хребта Восточный Каратау прослеживается крупный надвиг. Западный выступ хребта представляет собой круто моноклираль с углами падения слоев 50-60°. С северо-востока к разлому прижата небольшая асимметричная Хозбулакская антиклиналь. Ее шарнир круто падает к северо-западу, а разлом, проходящий по юго-западному ее крылу, наклонен на северо-восток под нее. Таким образом, рассматриваемое нарушение на данном участке может быть охарактеризовано как надвиг, сопровождающийся принадвиговой антиклиналью.

Восточнее этот разлом проходит в пределах современного контакта пермско-триасовых и юрских пород и местами осложнен отдельными чешуйчатыми надвигами. Вблизи разлома пласты юрских пород круто падают на север, а местами даже запрокинуты до 80°. Пермско-триасовые толщи, слагающие южное крыло Бесшокинской антиклинали, круто наклонены на юго-запад. Непосредственно в зоне разлома они залегают вертикально. Согласно данным [7], разлом является взбросом, наклоненным на север под углом 70-80°. В доюрских отложениях вблизи разлома присутствуют мелкие складки волочения с крутыми шарнирами, сходные со складками волочения левого сдвига в зоне Шетпинского разлома.

Линейные складки пермско-триасового комплекса Восточного Каратау осложнены многочисленными взбросами и надвигами. Эти разрывы обычно выдерживают направления осевых плоскостей антиклиналей, дробя их лобовые части и вызывая взбрасывание юго-западных крыльев на северо-восточные. При этом взброшенные части подогнуты вниз, а опущенные «заершены».

На северном склоне хребта Восточный Каратау А.М. Горбатовым и В.Ф. Иваньшиным выделен крупный Бескемпирский надвиг, являющийся частью тектонического покрова [6], большая часть которого скрыта под юрскими и меловыми отложениями. Аллохтон представляет собой крупную синклираль, крылья которой смяты в многочисленные складки преимущественно северо-западного простираения. Ее ось располагается примерно на продолжении оси Куголачокинской антиклинали (азимут простираения 310-315°). Ширина аллохтона порядка 5-6 км, длина 8-10 км. Направление перемещения по азимуту 140°.

Аллохтон сложен породами верхнешаирской подсвиты и аусарской свиты верхнего триаса. В автохтоне находятся отложения карадуанской (нижний триас) и хозбулакской (средний триас) свит. Фронт надвига

извилистой конфигурации, следующий изогипсам местности, что свидетельствует о пологих углах наклона плоскости смещения. Поверхность надвигания пересечена скважинами 72, 74 и 190 на глубине, соответственно, 13, 108 и 10 м. Мощность брекчированного слоя, сопровождающего поверхность срыва, составляет 0.8-1.2 м. Прифронтальная часть и краевые части аллохтона, интенсивно смята. Амплитуда перемещения покрова превышает 4 км.

Таким образом, изучение структуры пермско-триасовых отложений Горного Мангышлака указывает на взаимосвязь складчатых форм и разрывных нарушений. Все осевые линии складок, как и большинство разрывов, в целом укладываются в диапазон простираний северо-запад 306° -юго-восток 126° . Антиклинали асимметричны. Их юго-западные крылья осложнены надвигами. Для синклиналей, соответственно, отмечается обратная закономерность. Все это указывает на то, что формирование складчатой структуры пермо-триаса Горного Мангышлака происходило в обстановке горизонтального сжатия, направленного с юго-запада на северо-восток.

Многие из разрывных нарушений пермско-триасового комплекса, погребенные под отложениями платформенного чехла, оставались мобильными и на последующих этапах тектонического развития, деформируя юрско-меловые толщи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 16-05-00013.

Литература

1. Мокринский В.В. Развитие процесса формирования структурных форм и накопления угленосных осадков Мангышлака // Памяти акад. П.И. Степанова. М.: АН СССР, 1952. С. 396-424.
2. Мстиславский М.М. Отпанский подвиг и поперечное конседиментационное поднятие в пермтриасовом комплексе Горного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 5. С. 1171-1174.
3. Панков В.А., Попков В.И., Хафизов И.А. Надвиговые структуры Восточного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 5. С. 1197-1199.
4. Попков В.И. Тектоника доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты // Геотектоника. 1986. № 4. С. 108-112.
5. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации запада Туранской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 6. С. 32-43.
6. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации. М.: Научный мир, 2002. 148 с.
7. Трифонов В.Г., Флоренский П.В., Шлезингер А.Е. Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау // Геотектоника. 1965. № 2. С. 47-57.
8. Шлезингер А.Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М.: Наука, 1965. 218 с.

Тектоническая интерпретация новых данных МТЗ по Кочкорской впадине (Тянь-Шань)

Линейные зоны новейших деформаций на границах внутригорных впадин и антиклинорных выступов палеозойского фундамента являются ключевыми объектами для изучения тектоники позднеальпийского этапа Тянь-Шаня. Глубинное строение и приповерхностные структуры одной из таких зон, Южно-Кочкорской, где позднекайнозойские деформации проявились в чехле и в палеозойских гранитах, изучалось путем целенаправленных структурно-геологических полевых исследований с профильными работами методом детального магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Ранее в юго-восточной части Кочкорской впадины Научной станцией РАН проводились профильные работы тем же методом МТЗ высокого разрешения, по результатам которых на основе тестовых модельных расчетов было сделано предположение о значительном надвигании палеозойских пород на осадочный чехол [2]. Новые данные магнитотеллурического зондирования, выполненного в 2016 году по двум параллельным профилям с применением более совершенных методик и программного обеспечения, позволили детализировать структуру геоэлектрических неоднородностей бортовой зоны впадины и обосновать альтернативную тектоническую модель, согласующуюся с геологическими данными.

Структурно-геологическое изучение Южно-Кочкорской зоны включало детальное картирование складчатых структур и разломов в осадочном чехле, а также систем трещиноватости и активных разломов в палеозойском обрамлении впадины, сложенном в основном ордовикскими гранитами. При изучении деформаций в чехольном комплексе применялась методика непосредственного прослеживания маркирующих горизонтов и пачек слоев. Для детализации форм складок и определения амплитуд смещений по разломам вся толща кайнозойских дочетвертичных отложений была разделена на 10 пачек, в целом сохраняющих литологическую индивидуальность на всей площади изучения. Первая пачка соответствовала красноцветным отложениям олигоцен-миоцена – киргизского комплекса, а остальные составляли вышележащую толщу неогеновых пород – кочкорскую свиту, которая впервые

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

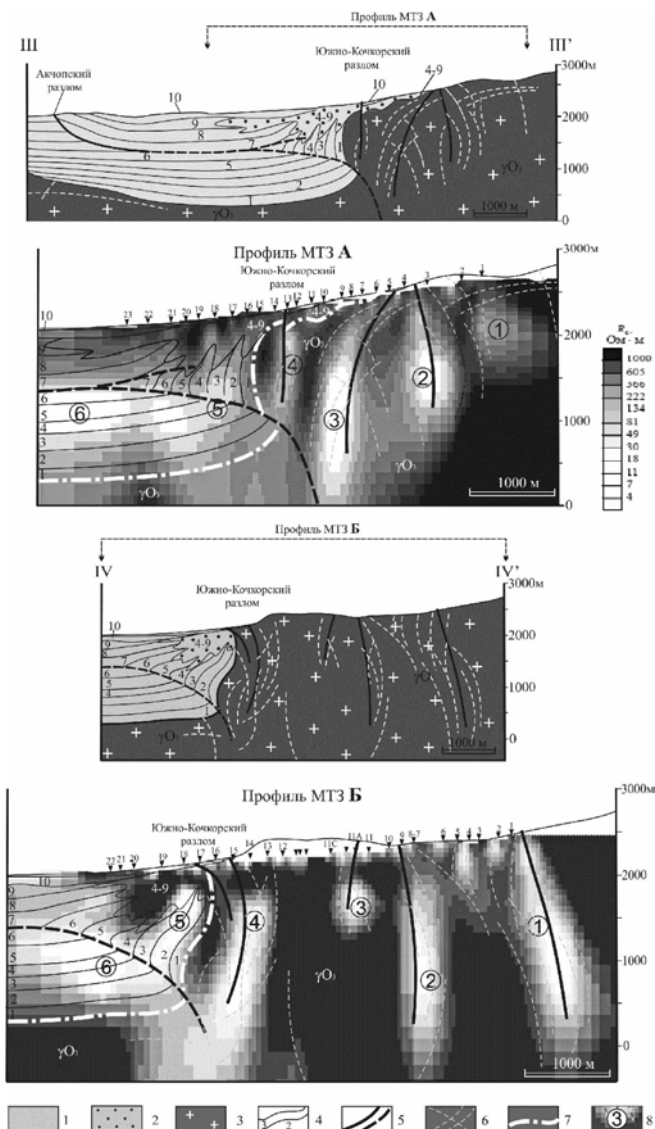
² Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан

была расчленена и закартирована столь подробно. Для характеристики тектонической 3D структуры вкрест борта впадины были построены геологические разрезы, два из которых совпадали по положению с профилями МТЗ. Данные МТЗ позволили уточнить положение контакта фундамент/чехол на глубине и характер его деформации в наименее обнаженном восточном сегменте Южно-Кочкорской зоны деформаций.

Геоэлектрические исследования выполнялись аппаратурой Phoenix MTU-5D в диапазоне периодов 0.001–1600 с. Пункты зондирования были заложены в восточной части бортовой зоны на двух профилях длиной 4 км (Курчак -Укок) и 4.5 км (Укок) с расстоянием между профилями 4 км; расстояние между пунктами зондирования составляло около 200 м. Для обработки полевых данных использовался современный программный пакет SSMT2000. Дополнительно, для подавления индустриальных помех и сглаживания передаточных функций использовалась программа «CORRECTOR». Интерпретация результатов магнитотеллурического зондирования выполнена с помощью алгоритма двумерной инверсии Rodi-Mackie после выполнения двухсот итераций инверсии. Подробнее методика проведенных геоэлектрических исследований изложена в [1].

В результате работ были построены геоэлектрические двумерные модели по профилям Курчак-Укок (III) и Укок (IV) (рисунок), выявлены особенности геоэлектрического строения верхнекорового слоя в южном борту Кочкорской впадины. Коллинеарность и однонаправленность, наблюдаемых в диапазоне периодов до 50 с индукционных векторов ReW для двух профилей МТЗ убедительно доказывает двумерность коровой проводимости участка бортовой зоны впадины. Азимут простираения избыточных токов для глубин до 10 км согласно ориентации реальных векторов Визе по двум профилям определен как 60–65°, что совпадает с простираением геологических структур района работ.

В интервале глубин 0–4 км на параллельных профилях хорошо коррелируются электропроводящие объекты; они обозначенные одинаковыми номерами. Области спокойного залегания кайнозойского чехла (объект 6) и выходящие на поверхность граниты фундамента (объекты 1–3) разделены зоной неупорядоченной геоэлектрической структуры на их контакте – в зоне Южно-Кочкорского разлома (объекты 4 и 5). Объект 6 соответствует полого залегающим кайнозойским отложениям, мощность которых составляет здесь около 1.5 км. Электропроводящие зоны могут быть связаны с глинисто-суглинистыми соленосными или песчано-глинистыми отложениями нижних пачек литологического разреза. Повышенные значения сопротивлений и неупорядоченная структура электропроводимости в верхней части разреза чехла в прибортовой



Геологические (III и IV) и геолого-геоэлектрические (А и Б) профили поперек южного борта Кочковской впадины. 1 – палеоген-неогеновые терригенно-известковые отложения; 2 – неогеновые конгломераты; 3 – ордовикские граниты; 4 – границы и номера пачек чехла; 5 – разломы, в том числе предполагаемые; 6 – зоны трещиноватости в гранитах; 7 – подошва палеозойских отложений; 8 – области электрической проницаемости и их номера

области, вероятно маркируют переходы к грубообломочным фациям, характерным для восточного сегмента борта впадины.

Для рисунка геоэлектрической структуры гранитов фундамента на этом участке характерна контрастная по электропроводности структура с крутопадающими плоскостными низкоомными элементами. На двух профилях они варьируют по форме и протяженности, прослеживаясь не глубже, чем на 3 км. По-видимому, низкоомные объекты 1–3 соответствуют системе разноранговых структур дезинтеграции гранитоидов в крутом борту впадины, которые проявляются в рельефе и в обнажениях, трассируются на ландшафтных космоснимках по границам овоидных блоков. Границами блоков служат малоамплитудные разрывные нарушения, зоны интенсивной трещиноватости и катаклаза, быстро затухающие по простиранию и в плане надстраивающие друг друга в виде кулис. Этим объясняются незначительные различия положения и интенсивности низкоомных аномалий в гранитах на двух профилях. Подошва низкоомной области, отвечающей осадочному чехлу протягивается на глубине около 2000 м и круто поднимается к поверхности в зоне Южно-Кочкорского взброса. Можно констатировать, что на геоэлектрических профилях отсутствуют признаки значительного надвигания фундамента на чехол. Как и в других сегментах борта впадины контакт палеозойских гранитов и осадочных отложений представляет собой крутую флексуру кровли фундамента, осложненную крутопадающими взбросами и сдвигами с амплитудой в несколько сотен метров. Деформации в гранитах проявляются смещениями по границам овоидно-линзовидных блоков с формированием зон катаклаза и разломов, а также внутри самих блоков за счет рассредоточенных малоамплитудных смещений по системам трещин (катакластического течения) и микроструктурных преобразований пород, что обеспечивает пластичность деформаций кровли гранитного фундамента в борту впадины.

Исследования проводились по теме госзадания № 0135-2016-0012 при финансовой поддержке Проекта РФФИ № 16-05-00357 и Программ ОНЗ РАН № 6 и 10.

Литература

1. Баталева Е.А., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Новые данные о глубинном строении Южно-Кочкорской зоны концентрированной деформации // ДАН. 2017. Т. 475. № 5. С. 571–575.
2. Park S. K., Thompson S. C., Rybin A., Batalev V., Bielinski R. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic // Tectonics. 2003. V. 22. N 2. P. 1–13.

Реконструкции познекайнозойского сокращения поперечных размеров внутригорных впадин Тянь-Шаня с учетом пластичности деформаций палеозойского фундамента

Возникновение внутригорных впадин, а также интенсивные складчатые деформации накопившегося во впадинах осадочного чехла – все это является отражением позднеальпийской активизации палеозойского складчатого сооружения Тянь-Шаня. В течение непродолжительного времени (непосредственно до и после отложения молассового комплекса в конце плиоцена и начале плейстоцена) в мезозойско-кайнозойском чехле впадин сформировались сложные складки и разломы, составляющие единый структурный парагенез с активизированными разломами и деформациями в палеозойском фундаменте, возник современный расчлененный рельеф с субширотной ориентировкой хребтов и долин.

Новейшие субширотные тектонические зоны Тянь-Шаня, которые, как и современный рельеф, обычно рассматриваются в свете коллизии Евразийской и Индийской литосферных плит, часто используются при оценке сокращения ширины Тянь-Шаньской складчатой области и скоростей сближения плит. При выборе методик для решения этой актуальной задачи должны учитываться особенности деформации пород комплексов мезозойско-кайнозойского чехла и палеозойского фундамента. По целому ряду причин широко применяемые в практике тектонических реконструкций методики формального расчета вектора смещения коровых блоков как суммы перемещений по локальным надвигам (при постулируемом хрупком разрушении фундамента) [7] могут приводить к существенной ошибке определения величин относительных смещений коровых реперов.

Новые данные, полученные в процессе изучения разноранговых структур кайнозойской деформационной стадии в Северном и Среднем Тянь-Шане, дают основание пересмотреть некоторые постулаты и внести коррективы в общепринятые методики расчета амплитуд тектонических смещений. Особенности деформаций в чехле и фундаменте можно проиллюстрировать на примере Южно-Чуйской и Южно-Кочкорской зон концентрированной деформации (ЗКД), протягивающихся вдоль южных бортов Чуйской и Кочкорской впадин и имеющих сходное. В пределах этих зон в последние годы проводились детальные структурно-геологические, морфоструктурные и геофизические исследования [1–4].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Примерно вдоль контакта фундамент/чехол поверхность фундамента круто погружается, образуя флексуру или запрокинутую складку с амплитудой вертикального смещения 2–3 км, которая в Кочкорской впадине фиксируется на новых профилях МТЗ [1]. Пластичная структура кровли фундамента нарушается в этой зоне системами взбросов и надвигов, амплитуда смещений по которым не превышает 400–700 м. Ступени погружающегося фундамента, преимущественно сложенного раннепалеозойскими гранитами, имеют складчато-бугристую поверхность, иногда с протрузивными внедрениями отдельных объемов палеозойских пород в вышележащий осадочный чехол [2, 4]. Столь высокая пластичность структур поверхности фундамента, отмечаемая в пределах ЗКД, объясняется особенностями деформаций дезинтегрированных гранитоидов (преобладающих в палеозойском фундаменте), в которых устанавливаются признаки (структуры) тектонического течения. На макроуровне – это катакластическое течение, описываемое законами деформации гранулированных сред. В шлифах гранитов отмечаются структуры брекчирования и динамической рекристаллизации, зоны проявления которых иерархически соподчинены системам трещиноватости и разломам позднеорогенной фазы, то есть сингенетичны им. Подобные черты деформаций гранитоидов отмечены во многих ЗКД [1, 2].

Стиль деформаций в пределах распространения осадочных пород чехла совершенно иной. Помимо крутой приконтактовой флексуры внутри впадин, на удалении нескольких километров от борта, располагается выраженная в рельефе полоса деформаций, ограниченных по фронту протяженными надвигами (Иссык-Атинским – в Чуйской впадине, Акчопским – в Кочкорской). Надвиги и связанные с ними складки маркируют фронтальные зоны обширных детачментов – послойных срывов внутри осадочного чехла, обусловленных давлением со стороны крутых бортов впадин и их атиклинорного обрамления. В бескорневых складчато-надвиговых структурах, развитых в стратифицированном чехле на поздних стадиях деформации, преобладают индикаторы обстановок сжатия или транспрессии.

Анализ подобных структур широко используется для расчетов амплитуд относительного горизонтального сближения коровых блоков, террейнов или плит, которые суммируются по главным ЗКД вкрест простирания структур. В южных бортах Чуйской и Кочкорской впадин проводились измерения смещений уровней и датирование аллювиальных террас вдоль речных долин и анализ рамповых структур [8]. По методике, предполагающей соответствие суммарных смещений по локальным надвигам амплитуде смещения коровых блоков на границе впадины и поднятия фундамента [7], определялись величины и скоро-

сти сближения бортов впадин на определенных этапах. В данной методике заложена упрощенная модель хрупкой деформации верхнекоровых комплексов, что в случае Тянь-Шаня связывается с давлением литосферных плит с севера и юга.

Наличие постумных структур пластичных деформаций в породах палеозойского фундамента дает основание оспаривать правомерность такого подхода. Можно предполагать, что тектоническое течение, реализуемое даже внутри отдельных объемов комплекса фундамента, приводит к перераспределению масс пород в пределах тектонических подвижных зон, с тенденцией компенсации разнонаправленных вертикальных движений на границах погружающихся впадин и растущих антиклинориев. Следствием является постепенное увеличение крутизны борта впадины и, на определенном этапе, – формирование надвиговых структур в чехле. При этом суммарная амплитуда надвигов в чехле будет заведомо больше величины сближения реперов в центральных частях соседних антиклинориев.

Представленные палеотектонические реконструкции для южного борта Чуйской впадины (рисунок) базируются на данных детальных структурно-геологических исследований и на анализе геологического разреза, на котором отражены особенности морфологии деформационных структур в чехле и фундаменте. В качестве основных критериев реконструкций принималось: а) постоянство объема (площади на разрезе) комплексов пород с учетом незначительного перераспределения масс пород вдоль простирания структур и дилатансии; б) различия деформационных свойств пород фундамента и осадочного чехла, вытекающие из анализа структур; в) прогнозируемое изменение мощности пачек слоев в зонах наиболее интенсивных деформаций за счет внутрипластовой складчатости и разрывных нарушений. Учитывался конседиментационный изгиб поверхности фундамента, предшествующий транспрессионной фазе и, таким образом, не нуждающийся в «распрямлении», а также изначальная фациально-мощностная неоднородность пачек чехла в соответствии с данными по корреляции разрезов.

С учетом названных критериев и ограничений предполагаемая величина поперечного укорочения южной бортовой зоны Чуйской впадины для всего кайнозойского этапа составляет 4–6 км, что в два раза меньше величины, определенной для этого сегмента борта на основании формально-геометрического анализа и интерпретации всех разломов как хрупких [5]. Амплитуды горизонтальных смещений, подсчитанные по нескольким пересечениям борта Кочкорской впадины, не превышают 1, 2 км, что также существенно меньше предполагаемого здесь ранее надвижения палеозойского фундамента на чехольные комплексы [6].

Литература

1. Баталева Е.А., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Новые данные о глубинном строении Южно-Кочкорской зоны концентрированной деформации // ДАН. 2017. Т. 475. № 5. С. 571–575.
2. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. Постмагматическая тектоника гранитов фундамента и ее роль в формировании современной морфоструктуры Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016. № 6. С. 5–29.
3. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет // Геотектоника. 2017. № 3 С. 31–50.
4. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К. Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018 (в печати).
5. Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints // J. Geol. 2003. V. 111. P. 149–165.
6. Park S.K., Thompson S.C., Rybin A., Batalev V., Bielinski R. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic // Tectonics. 2003. V. 22. N 2. P.1–13.
7. Suppe J. Geometry and kinematics of fault-bend folding // Am. J. of Sci. 1983. V. 283. N 7. P. 684–721.
8. Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. N 7. P. 1–32.

**Первые данные по U-Pb датированию (LA-ICP-MS)
обломочных цирконов из средне-верхнепалеозойских
осадочных пород южной части Приколымского поднятия
(Верхояно-Колымская складчатая область)**

Приколымский террейн Колымо-Омолонского микроконтинента (восток Верхояно-Колымской складчатой области) протягивается в долготном направлении на 475 км при ширине 125 км (рисунок, А). Наиболее древние породы, представленные протерозойскими кристаллическими сланцами, вскрываются в его осевой зоне. На юге террейна рифейские толщи сложены терригенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными отложениями. Вендские отложения, залегающие несогласно на разных горизонтах рифея, как и перекрывающие их согласно породы нижнего кембрия, представлены песчаниками, алевролитами, доломитами и конгломератами. Раннеордовикские отложения вскрываются на юго-западном склоне Приколымского поднятия и сложены мощной карбонатной толщей с песчаниками и конгломератами в основании. Девонские отложения на юге террейна представлены известняками, доломитами, известковистыми песчаниками, мергелями и туфами. Они перекрываются каменноугольно-пермской толщей вулканогенно-терригенно-карбонатного состава [8]. На юго-востоке террейна вскрываются существенно терригенные породы триаса-средней юры. Выше несогласно залегают позднерусские вулканиты Уяндино-Ясаченской магматической дуги и раннемеловые вулканогенно-осадочные породы Омсукчанского прогиба Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (рисунок, Б). Породы, как правило, интенсивно деформированы. Необходимо отметить, что крайне плохая обнаженность пород Приколымского террейна и сложные деформации не позволяют достоверно установить стратиграфические контакты описанных выше толщ.

В процессе экспедиционных работ 2017 года на юге Приколымского террейна были отобраны шесть образцов песчаников из девон-ниже-

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), Якутск, Россия

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

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

⁴ Jackson School of Geoscience, University of Texas at Austin, USA

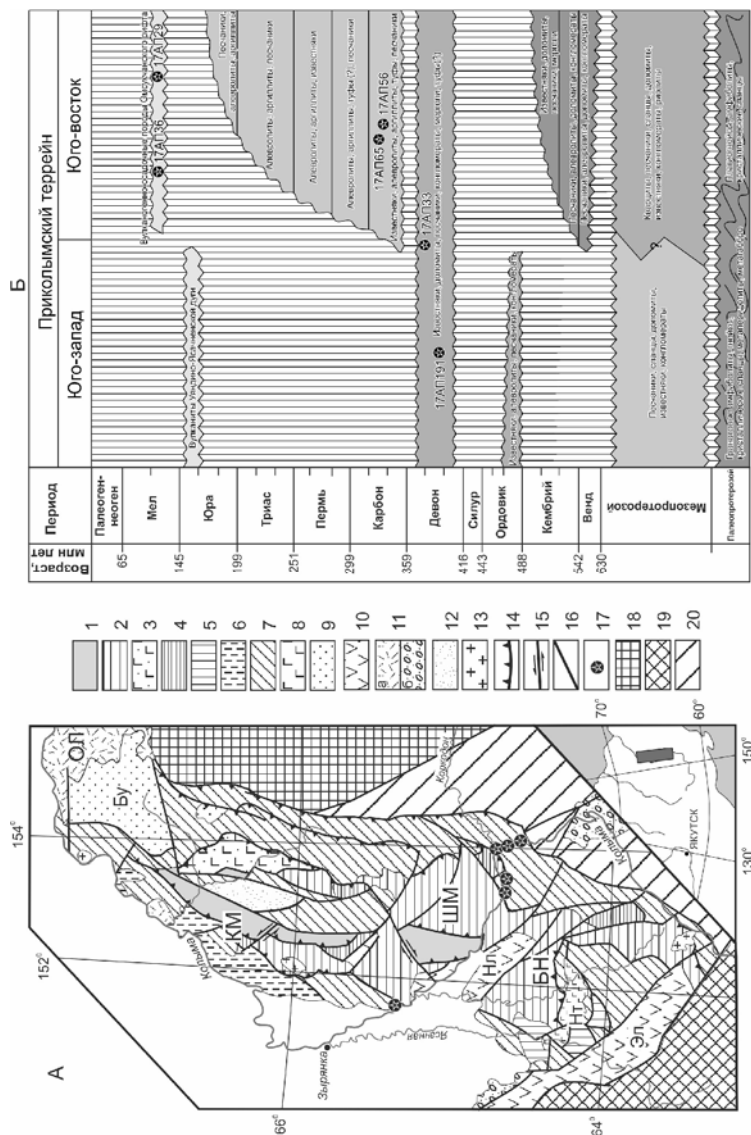


Рисунок. А – Тектоническая схема Приколымского террейна, по [8, 9]. **Б** – стратиграфическая схема южной части Приколымского террейна и местоположение изученных образцов

Условные обозначения к рисунку:

Геологические комплексы: 1 – раннепротерозойский метаморфический, 2 – средне-позднерифейский, 3 – позднерифейский, 4 – венд-кембрийский, 5 – ордовикский, 6 – ранне-среднеордовикский, 7 – раннедевонский-пермский, 8 – позднекаменноугольный, 9 – позднетриасовый-среднеюрский, 10 – позднеюрский, 11 – меловой: а – вулканогенный, б – терригенный, 12 – неоген-четвертичный. 13 – гранитоиды, 14 – надвиги, 15 – сдвиги, 16 – прочие разломы, 17 – местоположение изученных образцов. Террейны: 18 – Омолонский, 19 – Омудевский, 20 – Сугойский. ОЛ – Олойская зона. Блоки: КМ – Каменский, ШМ – Шаманихинский, БН – Белоноченский. Синклинали: Бу – Буордахская, Нт – Нятовская. Грабены: Нл – Налучинский, Эл – Элекчанский

пермских толщ (согласно [11]), извлечена тяжелая фракция и проведено U–Pb-датирование (LA–ICP–MS) обломочных цирконов в аналитическом центре Университета штата Техас (г. Остин, США).

Результаты и их интерпретация:

1. В двух образцах средне- и верхнедевонских песчаников возрастные спектры цирконов демонстрируют значительное сходство. Наиболее молодой и значимый возрастной пик 390–406 млн лет (конец раннего – начало среднего девона). Достоверно известные породы такого возраста на северо-востоке Азии находятся только в пределах Увьякинской палеорифтовой зоны на границе Омудевского и Арга-Тасского террейнов Колымо-Омолонского микроконтинента в ~300 км к северо-западу от Приколымского поднятия (395 ± 2.9 млн лет, U–Pb, SHRIMP-RG, цирконы [4]). Значительную долю составляют обломочные цирконы палеопротерозойского и неоархейского возрастов (возрастные пики 1640–2080 и 2460–2800 млн лет, соответственно; наиболее древнее зерно имеет конкордантный возраст ~3500 млн лет). Источниками цирконов этого возраста могли быть метаморфические комплексы фундамента контактирующего с востока с Приколымским поднятием Омолонского террейна [3, 10]. Пока неясно происхождение цирконов неопротерозойско-мезопротерозойского возраста, т.к. магматические и метаморфические породы этого возраста не известны в пределах этой части Верхояно-Колымской складчатой области. Возможно, они поступали при размыве рифейских, вендских и кембрийских отложений, но это можно будет установить только после датирования обломочных цирконов из толщ этого возраста.

2. В двух образцах среднекаменноугольных песчаников более 90% зерен цирконов образуют возрастные пики 346–348 млн лет при незначительной доле протерозойских и неоархейских возрастов. Их потенциальными источниками могли быть средне-позднепалеозойские надсубдукционные вулканы кедонского комплекса Северо-Охотской актив-

ной континентальной окраины, широко распространенные на Омолонском террейне или же сами исследованные толщи являются частью этого комплекса. Однако наши данные показали, что главный пик островодужного магматизма в Северо-Охотской активной континентальной окраине имел место в раннем карбоне (турне–визе), а не в позднем девоне, как это считалось ранее [7 и др.].

3. В двух образцах, отобранных из считавшихся ранее согласно данным среднемасштабного геологического картирования [11] позднекаменноугольно-раннепермских вулканогенно-осадочных пород, более 75% обломочных цирконов имеют позднеюрский (возрастные пики 150–156 млн лет) и позднемеловой (возрастные пики 87–90 млн лет) возрасты при небольшом количестве силур-раннекаменноугольных (310–445 млн лет) датировок. Отмечены единичные цирконы палеопротерозойского возраста (~1800–2200 млн лет). Это свидетельствует, что изученные породы имеют как минимум позднемеловой, а не позднепалеозойский возраст и накапливались на заключительных стадиях формирования Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Вероятными источниками позднеюрских цирконов могли являться вулканы Уяндино-Ясачненской дуги [6] и гранитоиды юго-восточного фланга Главного (Колымского) батолитового пояса [2, 5]. Обломочные цирконы турон-коньякского возраста могли поступать из вулканогенно-осадочных толщ Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [1]. Эти данные нуждаются в дополнительной проверке, так как могут привести к существенному пересмотру современных представлений о геологическом строении этого региона.

Полевые работы выполнены частично по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0001), изотопно-геохимические исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 17-17-01171).

Литература

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж. Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // *ДАН*. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
3. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // *Геохимия*. 2016. № 8. С. 675–684.

4. Прокопьев А.В., Торо Х., Бахарев А.Г., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Сурнин А.А. Увязкинская палеорифтовая зона: первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 30–33.

5. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Трунилина В.А., Бахарев А.Г. Гранитоиды Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): новые U-Pb SHRIMP геохронологические и геохимические данные // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 286–288.

6. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л. Тас-Кыстабытский магматический пояс (северо-восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 305–308.

7. Сосунов Г.М., Павлова О.К., Гельман М.Л. Геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:1500000. Таблицы региональной легенды. Магадан, 1982. 39 с.

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

9. Третьяков Ф.Ф. О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ) // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 85–90.

10. Шевченко В.М., Шульдинер В.И., Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В. Новые U-Pb данные изотопного датирования метаморфических и магматических комплексов Омолонского массива // Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С. 280–282.

11. Шишкин В.А. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Серия Среднеколымская. Дист Q-56-XXVII-XXVIII (Коркодон). Масштаб 1:200 000. М.: Министерство геологии СССР. 105 с.

**Скоростная модель верхней части разреза
зоны перехода от континента к океану
(регион Японского и Охотского морей)**

Работа основана на оригинальных сейсмических материалах, полученных в экспедициях ТОИ ДВО РАН в 1988–2007 годах. Использованы также опубликованные сейсмические и геологические данные, а также материалы метода общей глубинной точки (ОГТ) и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по опорному профилю 2-ДВ-М.

Различные модификации метода отраженных волн (МОВ) широко используются при проведении сейсмических работ на акваториях. Временные разрезы МОВ служат основой для сейсмостратиграфических и структурных построений, оценки мощности чехла. Основным ограничением одноканальной модификации МОВ (метода НСП) является невозможность определения по его материалам скоростных параметров слоев разреза. Решение обратной задачи сеймики по данным многоканальных модификаций МОВ (ОГТ, МОВ с радиобуями) затрудняют такие факторы, как криволинейность границ, эффекты интерференции целевых волн и регулярных волн-помех различной природы, анизотропия скоростей упругих волн, а также погрешности определения параметров целевых волн по экспериментальным данным. В стандартных способах интерпретации материалов морской сеймики указанные выше факторы игнорируются полностью, либо учитываются лишь частично. Это приводит к весьма низкой точности и достоверности получаемых моделей среды.

Авторский метод решения обратных кинематических задач для двумерно-неоднородной среды [1, 2] и технология обработки отраженных и преломленных волн, названная кинематической миграцией [3], позволяют получать детальные и надежные сведения о свойствах разреза. Теоретической основой метода является линеаризованное (относительно углов наклона границ) уравнение для времени распространения отраженной волны в двумерно-неоднородной среде [4]. Технологическую основу обработки составляет локальное наклонное суммирование полезных волн (отраженных, головных и рефрагированных) при обязательном использовании их амплитудных кривых.

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

Кинематическая миграция была применена для обработки и интерпретации экспериментальных материалов [5, 6 и др.] в различных районах зоны перехода континент–океан. Использован большой объем данных, полученных с помощью цифровых донных сейсмических станций и акустических радиобуев, а также материалы НСП и ОГТ. Результаты, полученные в Японском и Охотском морях [7–10], позволили построить обобщенную модель верхней части разреза для глубоководных участков этого региона. Основные параметры модели можно разделить на две группы, относящиеся к изменению скоростей с глубиной и по латерали: **I.** В составе осадочного чехла выделяются толща рыхлых отложений (со скоростями распространения продольных волн $V_p=1.45\text{--}1.65$ км/с), толща литифицированных отложений ($V_p=1.9\text{--}4.2$ км/с) и переходная зона между ними ($V_p=1.7\text{--}1.8$ км/с). Породы гетерогенного акустического фундамента глубоководных котловин характеризуются скоростями ($V_p=3.3\text{--}5.2$ км/с), типичными для верхов 2 слоя океанической земной коры. **II.** Пластовые скорости отложений чехла могут иметь существенные латеральные вариации, вследствие чего однородно-слоистые модели среды малопригодны для описания крупных осадочных бассейнов.

Применительно к Курильской котловине Охотского моря основные особенности модели чехла показаны на рисунке. Графики пластовых скоростей получены в результате обработки материалов ОГТ на опорном профиле 2-ДВ-М (Магадан – южные Курилы) для пикетов 1334 и 1442, разнесенных на 108 км. Графики сведены на одном рисунке для наглядности: видно, что пластовые скорости верхней части чехла (включая первый слой литифицированных отложений) мало меняются по латерали; в то время как пластовые скорости в нижней части разреза различаются на 10% и более. Параметры чехла глубоководных котловин Японского моря, приведенные в работах [9, 10], также укладываются в рамки обобщенной модели.

Формирование слоистой структуры чехла обусловлено конседиментационными тектоническими фазами и постседиментационными физико-химическими процессами. В слое рыхлых терригенно-кремнистых отложений Японского и Охотского морей преобладают процессы механического уплотнения осадков с глубиной и фазовые преобразования кремнезема панцирей диатомей опал А – СТ и опал СТ – кварц. По материалам глубоководного бурения в Японском море [11, 12] граница опал А–СТ, обозначаемая в литературе аббревиатурой BSR, расположена на глубине 300–325 м. Таким образом ниже BSR изменение параметров среды (пористости, плотности, скорости распространения упругих волн) определяется, наряду с гравитационным уплотнением, цементацией осадков.

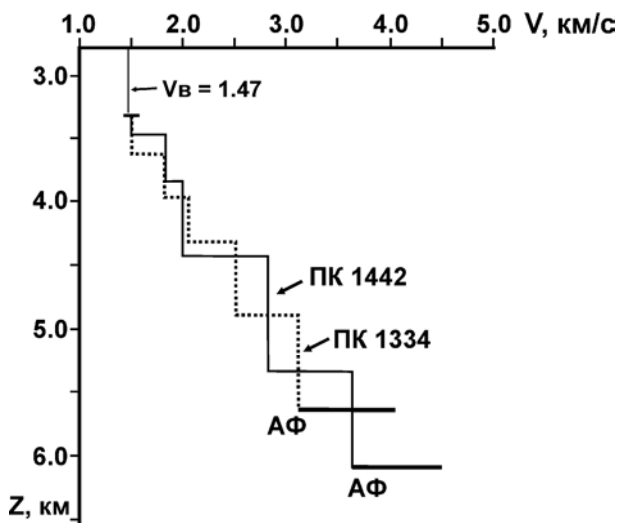


Рисунок. Скоростная модель чехла Курильской котловины Охотского моря для пикетов 1334 (пунктирная линия) и 1442 (сплошная линия) опорного профиля 2-ДВ-М [8]. Горизонтальная ось – значения скорости продольных волн; вертикальная ось – глубина от поверхности моря. $V_B=1.47$ – скорость в водном слое. АФ – акустический фундамент

Что касается влияния конседиментационных тектонических процессов, то они прямо определяют ту или иную форму седиментогенеза в осадочном бассейне на каждом этапе его формирования. Как известно, седиментогенез может иметь 4 формы: лавинная, нормальная седиментация, конденсация ("рассеянный перерыв") и собственно перерыв. Лавинная седиментация характерна для периферийных районов осадочных бассейнов вблизи источников сноса терригенных осадков, а остальные формы могут реализоваться повсеместно. Стратификация разреза свидетельствует о наличии перерывов осадконакопления, в результате которых происходит уплотнение ранее отложившегося осадка.

Степень литификации слоев чехла связана прямой зависимостью с величиной теплового потока и мощностью перекрывающих отложений. В Японском море максимальные мощности осадочного чехла достигают, соответственно для Центральной и Цусимской котловины, 2400 м и 6500 м [9, 10]. Скорости Р-волн в базальных горизонтах чехла этих котловин равны 2.3 км/с и 4.2 км/с, соответственно. В Курильской котловине Охотского моря, при мощности осадочного чехла около 2900 м (пикет 1442), скорость Р-волн в базальном горизонте 3.6 км/с. Для пи-

кета 1334, где мощность чехла меньше (около 2500 м), скорость Р-волн в его базальном горизонте 3.2 км/с.

Литература

1. *Медведев С.Н.* Глубинное сейсмическое зондирование анизотропной среды // ДАН. 2010. Т. 431, № 6. С. 813–817.
2. *Медведев С.Н.* Сейсмовидение в двумерно-неоднородной среде // ДАН. 2015. Т. 464, № 2. С. 1049–1052.
3. *Медведев С.Н.* Технология обработки отраженных волн на записях донных сейсмостанций // Технология сейсморазведки. 2016. № 2. С. 92–99.
4. *Медведев С.Н.* Закон сохранения лучевого параметра и уравнение для времени пробега отраженного луча в двумерно-неоднородной среде // ДАН. 2003. Т. 389, № 1. С. 104–107.
5. *Медведев С.Н.* Определение лучевых скоростей в трансверсально-изотропной среде по сейсмограмме общего пункта приема // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 1. С. 100–117.
6. *Прокудин В.Г., Медведев С.Н.* Строение земной коры Центральной котловины Японского моря (по результатам кинематической миграции материалов ГСЗ российско-японского эксперимента 1996 г.) // ФИЗИКА ГЕОСФЕР. IX Всероссийский симпозиум. Владивосток, 21–24 сентября 2015 года. Материалы докладов. С. 385–387.
7. *Прокудин В.Г.* Некоторые аспекты интерпретации временных разрезов (по материалам МОВ в Охотском море) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 78–85.
8. *Прокудин В.Г.* К вопросу о возрасте отложений чехла Курильской котловины Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 3. С. 65–77.
9. *Прокудин В.Г.* Тектоника Центральной котловины Японского моря // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии. IX Косыгинские чтения. Материалы всероссийской конференции 13–15 сентября 2016. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. С. 81–84.
10. *Прокудин В.Г., Медведев С.Н.* Тектоника Цусимской котловины // Геология дальневосточных морей России и их обрамления. Материалы региональной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева. 16 сентября 2016 г. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. С. 57–60.
11. Shipboard Scientific Party, 1990. Site 795 // Tamaki K. et al. Proc. ODP. Init. Repts, 127. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 169–245.
12. *Tamaki K. et al.*, 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1478 p.

Грубозернистые разрезы капысовской свиты (ранняя пермь) юга Уфимского амфитеатра, как результат локальных тектонических событий Уральского орогенеза

Положение свиты среди пермских отложений в структуре южной части Уфимского амфитеатра. Капысовская свита образует неширокую полосу непрерывных выходов в пределах южной части Уфимского амфитеатра и является неотъемлемой частью разреза нижнепермских образований, распространяясь как в пределах Предуральского краевого прогиба, так и Симской мульды. Образования свиты являются основанием крупной грубообломочной серии отложений нижней перми, выделяемой ранее под названием белокатайской свиты сакмарско-артинского времени [2–4], расчленённую в настоящее время на ряд свит с меньшим стратиграфическим объёмом [1, 4]. Капысовская свита согласно подстилается отложениями шариповской свиты, представленной флишевыми отложениями общей мощностью около 500–600 м. Перекрывается так же согласно флишевыми образованиями балъязской свиты общей мощностью около 200 м. Возраст капысовской свиты по комплексу макро- и микрофауны определяется как позднесакмарский [2, 4], мощность оценивается в 300–450 м.

Состав свиты. Свита имеет различный фациальный состав. По линии д. Урдалы-Ельгильдино-Юкаликулёво и представлена в основном флишоидными образованиями существенно песчаного состава в чередовании с алевролитами, аргиллитами и редкими пачками гравелитов. В окрестностях д. Ельгильдино свита представлена грубообломочными галечно-валунными и валунно-галечными конгломератами, образуя конус выноса с выходом по простиранию свиты на расстоянии около 3.5–4 км. Далее на северо-восток, восточнее д. Юкаликулево отмечаются обширные обнажения свиты, расположенные на правом борту р. Ай и сложенные песчаным флишем, падающим на юго-восток под углом 30°. Далее на восток, в районе д. Ибраево, разрез капысовской свиты вновь становится грубообломочным и далее на север и северо-восток перекрывается отложениями балъязской и белокатайской свит.

В опорном разрезе, расположенном юго-западнее д. Ельгильдино в небольшом придорожном карьере, отмечаются чередование пачек грубозернистых песчаников и галечных конгломератов, залегающих моно-

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

клинально (аз. пад. 300 $\angle$ 32). В северо-восточной части карьера отмечается стенка высотой около 4 м, в которой вскрыт следующий разрез (снизу вверх по разрезу):

1) Грубозернистые песчаники, гравелистые, не сортированные, часто с прослоями около 7–8 см мощности мелкогалечных конгломератов и гравелитов, составляющих не более 10% от пачки. Цемент породы карбонатный. Мощность пачки около 1.5 м.

2) Валунно-галечный конгломерат несортированный массивный с обломками кремней и кварцитовидных песчаников хорошей окатанности и валунами размером до 20–25 см. Цемент породы карбонатный. Мощность пачки около 5.5 м.

3) Грубозернистые гравелиты с обратной градационной сортировкой до галечных конгломератов в кровле, окатанность материала хорошая, материал аналогичный выше описанному. Мощность слоя около 1 м.

4) Гравелиты с обратной градационной сортировкой от среднезернистых до грубозернистых в кровле, состав тот же ориентировка галек параллельна слоистости. Мощность слоя около 80 см.

5) Песчаники в основном грубозернистые с мелким гравием, в кровле средне- крупнозернистые с нормальной градационной сортировкой. Нижний контакт неровный волнистый с карманами, в которых по отдельности читается косая слоистость. Основная масса песчаника имеет параллельно-слоистую текстуру с мощностью отдельности в 2–5 см. Мощность пачки около 1.5–1.8 м.

6) Валунный крупногалечный конгломерат аналогичный пачке №2. Мощность пачки около 4 м.

7) Слой хорошо сортированных равномернозернистых, мелкозернистых гравелитов мощностью около 25 см.

8) Крупногалечные валунные конгломераты аналогичные пачке №6, видимой мощностью около 2 м.

Отложения интерпретируются как проксимальные части грубообломочных разрезов конуса выноса турбидитной системы.

На востоке Симской мульды капысовская свита образует сплошную полосу выходов северо-восточного простирания по линии д. Муратовка-Татарский Малояз; на северо-востоке тектонически граничит с образованиями Предуральского краевого прогиба южной части Уфимского амфитеатра. Свита сложена в основном песчаным флишем. Однако, в окрестностях д. Татарский Малояз разрезы свиты приобретают грубообломочный характер с развитием толщ валунных конгломератов и конглобрекчий. Для капысовской свиты в пределах Симской мульды отмечается постепенный фациальный переход от грубообломочных образований на северо-востоке к тонкопесчаным и песчано-глинистым

флишевым образованиям с прослоями карбонатов на юго-западе в районе д. Муратовка. Западнее д. Татарский Малояз в восточной части карьера, в стенке, вытянутой по аз. 200° примерно на 40-45 м, вскрывается разрез практически по простираению свиты (сверху вниз):

1) В полотне карьера залегает видимой пачка флишеидного чередования бурых и рыжевато-бурых мелко среднезернистых песчаников мощностью около 0.8 м, мощность слоев до 20 см.

2) Линзовидная пачка мощностью от 0.8 до 1.5 м, представленная чередованием сильно гумусированных алевролитов и среднезернистых песчаников черного цвета, темно-серых на выветрелой поверхности, содержащей большое количество растительного детрита.

3) Пачка мощностью около 3 м тонкого флишеидного чередования. Отмечается около 29 тонких ритмов мощностью от 3.5 до 13 см, в среднем около 5-6 см. Начинаются ритмы с бурых мелкозернистых песчаников слабо известковистых полимиктовых мощностью от 1 до 4 см. В средней части пачки отмечается слой мергелей мощностью около 20 см, массивных, бежево-серых, пелитоморфных.

4) Над пачкой 3 с резким несогласием и глубокими карманами размыва залегает пачка конгломератобрекчий мощностью около 4 м со слабо заметной градиционной слоистостью. В восточной части пласта (по восстанию) отмечается обрывки пластов крупно- и грубозернистых песчаников размером до 1.5 м по длинной оси и валунов до 1 м в диаметре.

5) Пачка конгломератобрекчий, представленная обрывками пластов песчаников грубозернистых до гравелистых, мощностью до 20 см и около 1,5 м по длинной оси. Песчаники часто содержат остатки флоры. Мощность пачки 2-2,2 м.

6) Пачка средне- мелкогалечных конгломератов с размером гальки от 2 до 5 см. Текстура массивная. Мощность пачки около 0.6 м.

7) Пачка мощностью около 0.9 м, в нижней части представлена мелковалунными конгломератами, по падению практически выклинивающимися, с валунами размером 10-13 см. В верхней – мелкогалечными гравелитами с размером обломков 1-3 см и менее. Матрикс породы грубо песчаный.

8) Пачка мощностью около 1.5 м, несогласно ложится на подстилающую и срезает её по падению. В нижней части представлена невыдержанными по мощности средне- мелкогалечными конгломератами с размером галек 3-5 см по восстанию практически выклинивающимися. В верхней части переходит в массивные гравийно-мелкогалечные конгломераты с размером обломков до 2 см.

9) Пачка видимой мощностью около 0,7 м мелкогалечных массивных конгломератов.

Описанные грубообломочные отложения интерпретируются как базальные фации проксимальных частей конуса выноса турбидитной системы (пачки 4-9). Наличие крупных фрагментов растительности, а также постоянно присутствующего растительного детрита, свидетельствует о том, что подводные конуса выноса турбидитных систем являлись естественным продолжением аллювиальных или пролювиальных систем на суше.

Роль локальной тектоники в становлении грубообломочных фаций. Среди обломков резко преобладают (около 75%) кремни и кварцитовидные песчаники и около 15% составляют известняки в основном афанитовые. Сравнительный анализ обломочного материала с породами, расположенными в региональной близости показывает, что основным источником сноса являлись образования рифейского возраста обнаженные на сегодняшний день юго-восточнее области распространения отложений капысовской свиты. Наиболее вероятным источником сноса являлись рифейские отложения Сулеймановской антиклинали или Сулеймановской структурно-фациальной зоны западного склона Урала. Учитывая, что грубообломочные конусы выносы расположены веерообразно по обрамлению Сулеймановской антиклинали, можно предположить, что источником сноса являлись породы рифея, слагающие именно её. Потенциальными отложениями на роль размываемых могли являться образования зильмердакской свиты (темно-серые кварцитовидные песчаники) и миньярской свиты (кремни), слагающие ядро антиклинали. В силу этих обстоятельств можно предположить, что грубообломочные отложения капысовской свиты фиксируют локальный (позднесакмарский) этап роста и становления Сулеймановской антиклинальной структуры.

Литература

1. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург, 1997.
2. *Наливкин В.Д.* Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1949. 206 с.
3. *Наливкин В.Д.* Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Труды всесоюзного научно-исследовательского геолого-разведочного института (ВНИГРИ). Вып. 47. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1950. 127 с.
4. *Смирнов Г.А.* Уфимский амфитеатр. Ч. 1. Стратиграфическое описание. Труды горно-геологического института. Уральский филиал. Вып. 25. Свердловск, 1956, 173 с.

Взаимоотношения процессов плюм- и плейт-тектоники на Урале

Плитотектонические и плюмовые процессы находятся в тесной связи, отражая разные стороны единой системы глобальной конвекции, хотя на первый взгляд в их проявлениях на земной поверхности больше различий, чем сходства [1]. При этом представления о плюм-тектонике и теория тектоники литосферных плит возникли почти одновременно: термин «плюмы» появился лишь на 3 года позже термина «плиты».

Урал был одной из первых складчатых областей, где тектоника литосферных плит нашла своё применение в интерпретации многих черт его строения и истории. Здесь была создана первая в мире тектоническая карта м-ба 1:1000 000 на мобилистской основе [2]. В то же время вопрос о проявлении плюм-тектоники здесь практически не поднимался вплоть до конца нулевых годов. Это объясняется сложностью выявления плюмов в древних складчатых областях, и не только на Урале. С ходом геологического времени плейт-тектонические процессы: распад и рекомбинация континентов, деформации (складчатость, шарьирование, субдукция) и связанные с ними эрозия и осадконакопление и пр. затушевывают в складчатых областях результаты плюмовых процессов. Кроме того, многие методические приемы выделения молодых и современных плюмов (сейсмотомография, выявление магматических проявлений с возрастной прогрессией, оценка объема магматических образований при выделении крупных магматических провинций (КМП)) для палеозойских и более древних плюмов неприменимы.

Перелом произошел в последнее десятилетие, начиная с монографии [3], и связан с направленной работой по изотопной датировке магматических проявлений Урала, изучению их геохимии, их корреляции с магматизмом на других территориях, в особенности с теми районами, где плюмовый характер магматизма уже не вызывает сомнений. В настоящее время в пределах Урала, с разной степенью вероятности, мы можем указать около десятка возрастных уровней проявления плюмов [1, 4]:

1. Навышский 1750 млн лет; его проявление на Урале, в виде трахибазальтов навышской подсвиты айской свиты нижнего рифея на периферии Тараташского выступа, крайне ограничено по площади, но этот

¹ Институт Геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

возрастной уровень магматизма прослеживается на обширных территориях Балтики и других древних континентальных массивах (Лаврентия, Сибиря, Западная Африка), входивших в суперконтинент Нуна.

2. Машакский 1385 млн лет; назван по машакской свите, залегающей в основании среднего рифея и представленной, наряду с терригенными осадками, мощной базальт-риолитовой вулканической ассоциацией и разновозрастными с ней роями долеритовых и риолитовых даек, гранитами, расслоенными базитовыми интрузиями и карбонатитами. Дайки этого возраста выявлены и в скважинах на смежной части Восточно-Европейской платформы. Вулканисты того же возраста известны в Лаврентии и на Сибирском кратоне, образуя КМП. Как и в случае с рубежом 1750 млн лет, машакский вулканизм может представлять собой суперплюмовое событие субглобального масштаба на суперконтиненте Нуна [5].

3. Игонинский 706–735 млн лет; назван по игонинской свите, содержащей базальтовые покровы и находящейся в Тирлянкой мульде Башкирского мегантиклинория в составе терминального рифея (RF₄). Изотопные исследования привели к выводу о полихронности игонинского вулканизма с рубежами 707.0 ± 2.3 млн лет и 732.1 ± 1.7 млн лет [6]. Восточнее этих вулканистов находятся Барангуловский и Мазаринский гранитные массивы и габбро того же возрастного уровня. На Тараташском выступе выделяется мисаелгинский интрузивный комплекс с возрастом 726 ± 13 млн лет. На Северном Тимане на том же возрастном уровне 727 ± 5 млн лет находятся граниты, рвущие габбро-долериты, и прорванные жилами гранит-порфиров и гранит-аплитов (массив Сопки Каменные). На Восточно-Европейской платформе, в скв. 1–Кипчак, описаны лавовые потоки измененных трахибазальтов, датированные R–Sr методом как 730 млн. лет. Все эти магматические проявления вписываются в гипотетическую LIP, возникшую на самом крупном фрагменте распадающегося суперконтинента Родиния, с кратонами Балтика, Сибиря, Лаврентия и Калахари [1].

4. Кирябинский 680 млн лет; назван по Кирябинской расслоенной перидотит-пироксенит-габбровой интрузии (680 ± 3.4 млн лет). Близки по возрасту оливиновые базальты Кривой Луки, щегровитский комплекс трахибазальтов (672 ± 22 млн лет), журавликский верлит-габбро-гранодиоритовый (671 ± 7.5 млн. лет), троцкий гранитоидный (671 ± 24 млн. лет). Близкий возраст имеют базиты Онежского грабена (667 ± 31 млн. лет) [1]. Это могут быть фрагменты КМП.

5. Маньхамбовский 564–485 млн. лет; кембрийские А-граниты Приполярного и Полярного Урала. А-граниты, к которым относятся Лемвинский, Тынаготский, северная часть Народнинского, Маньхамбо,

Хартесский, Кефталыкский, Тынаготский, Кожимский и др. массивы, имеют узкий спектр составов (преобладают лейкократовые разности), связаны с габбро в контрастные ассоциации (образованные одновременно с ними риолиты ассоциируют с базальтами). Возраста группируются в диапазоне 564–487 млн лет, т.е. захватывают самый конец венда и в основном кембрий. По изотопным датировкам создается впечатление о субсинхронности образования рядом расположенных I- (преимущественно вендских) и A- (преимущественно кембрийских) гранитных массивов, например, Илья-изского и Маньхамбовского и соответственно, в кратком сосуществовании последовательно проявившихся контрастных геодинамических обстановок: коллизионной и рифтогенной (плюм-зависимой).

6. Кидрясовский ранне-среднеордовикский 475–460 млн лет; назван по кидрясовскому тремадокскому комплексу. Как показано [3], раннеордовикский базальтовый, базальт-риолитовый магматизм сопровождал образование Уральского палеоокеана и вулканической пассивной окраины континента Балтики.

7. Ушатский позднеордовикский-раннесилурийский 440–450 млн лет; получил название по разрезу на западном крыле Тараташского поднятия (р. Ушат). В ряде обнажений на Башкирском магантиклинории, из субщелочных базальтоидах, относившихся к айской и машакской свитам, получены цирконы в узком возрастном интервале 435–455 млн лет. На западном склоне Среднего Урала этот магматический этап проявился в качестве сиенит-порфиров верхнесеребрянского комплекса (возраст – 447 ± 8 млн лет). Из близких событий, ранее известных на Южном Урале, – возникновение большей части Ильмено-Вишневогорского щелочного карбонатитового комплекса (410–446 млн лет), испытавшего затем преобразования на коллизионных рубежах позднего девона и перми. В качестве аналогов этого явления можно назвать Монтерегийскую группу щелочных интрузий на канадском побережье Атлантики [3].

8. Кольско-Днепровский средне-верхнедевонский 390–370 млн лет. О плюмовой принадлежности вулканического и дайкового базальтоидного комплекса на западном склоне Урала, Пайхое и Новой Земле мы подробно писали [7]. Было показано, что это лишь небольшая часть Кольско-Днепровского КМП, которая подверглась деформациям на коллизионной стадии развития уралаид.

9. Шеинский, позднекаменноугольный 304–308 млн лет. Этот возраст на Южном Урале имеют лампроиты Куйбаса, Шеинского карьера и пос. Скалистого, датированные Ag-Ag методом [8]. Ранее исследователи довольно единодушно относили этот комплекс глубинного ман-

тийного происхождения к триасу, и, если бы не определения абсолютного возраста, такая трактовка сохранялась бы. Поздний карбон – время, когда на Урале субдукция сменилась коллизией, и можно лишь предположительно говорить (если указанные датировки справедливы) о совмещении коллизии с плюмовым процессом.

10. Степнинский пермский 280–285 млн лет, названный по Степнинскому монцодиорит-гранитному комплексу пермского возраста, представленному цепочкой интрузий, пересекающей три структурные зоны Южного Урала и наложенной на его складчато-покровную структуру.

11. Урало-Сибирский триасовый 250–230 млн лет. Крупная триасовая магматическая провинция (LIP), к которой частично принадлежит территория Урало-Новоземельской складчатой зоны, охватывает огромную область Сибири, и эту провинцию следует называть Урало-Сибирской. Магматические события на границе перми и триаса рассматриваются как проявления гигантского суперплюма. На Урале и в Приуралье к ним относятся излияния трапповых базальтов триасового возраста, развитые здесь от Тургая до Пай-Хоя. Трапповые излияния на Полярном Урале и в Сибири начались синхронно на границе перми и триаса (250 млн лет).

Выводы. Предполагаемые плюмовые события неодинаковы по масштабу, составу магматических проявлений и по-разному соотносятся с плейт-тектоническими структурами и процессами. Из приведенного выше списка, первые четыре (докембрийские) плюмовые события на Урале, вероятно, так или иначе связаны с распадом суперконтинентов Нуна и Родиния. Пятый, Маньхамбовский, частично накладывается и непосредственно следует за коллизионными процессами, приведшими к аккреции континента Балтики и образованию тиманид. Шестой, Кидрясовский эпизод увязывается с разрушением приращенного тиманидами континента и образованием его вулканической пассивной окраины и Уральского океана. Седьмой, Ушатский, возможно, принадлежал индивидуальному плюму, след которого смещался с континентальной окраины в Уральский океан. Восьмой, средне-позднедевонский, являлся небольшой частью обширной территории проявления суперплюмовой активности, охватывавшей Кольско-Днепровскую и Якутско-Вилуюскую провинции. Девятый, Шеинский, представленный лампроитами явно мантийной природы, может представлять собой пример плюма, наложенного на активный ороген. Десятый, Степнинский, может принадлежать индивидуальному плюму с возрастной прогрессией (которую, впрочем, еще предстоит доказать), и который накладывается на уже сформированную коллизионную структуру уралид. Наконец, триа-

совые вулканиты Урала принадлежат западному краю обширного Урало-Сибирского суперплюма, распространившегося также на территории Западной и Центральной Сибири, Таймыра, Кузбасса, и носившего ярко выраженный внутриплитный характер, но не приведшего к заложению океана.

Работа была поддержана грантом Российского научного фонда (РНФ) № 16–17–10192.

Литература

1. Пучков В.Н. Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов // Геотектоника. 2016. № 4. С. 88–104.
2. Тектоника Урала / А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечехун, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков. М.: Наука, 1977. 119 с/
3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
4. Пучков В.Н. Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018 (принято к печати)
5. Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Soderlund U. et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos, 2013. 174. P. 109–124.
6. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. № 4. С. 127–140.
7. Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A. et al. A Devonian > 2000-km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell // GFF J. 2016, V. 138. N 1. P. 6–16.
8. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроитового магматизма Урала // III Российская конференция по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. С. 123–125.

Особенности геофизических полей и геодинамика Пенинской зоны (Украинские Карпаты)

Украинские Карпаты представляют область сочленения микроконтинентальных террейнов АЛЬКАПА (сокращение от Альпы-Карпаты-Паннония) и Тиссия-Дакия (Мармарошский кристаллический массив и одноименные утесы). Перед ними, при их сближении с Евразией и субдукции основания Карпатского флишевого бассейна под террейны, образовалась флишево-молласовая аккреционная призма. Она состоит из мел-палеогеновой внутренней и неогеновой внешней призм. Внутренняя призма включает две автономно развивающиеся покровно-надвиговые системы. Первая система размещена в Восточных Карпатах. Вторая расположена в Западных Карпатах. Это пред-Алькапа мел-палеогеновая призма (Пенинская зона, Монастырецкий покров Внутренних Карпат и внутренние флишевые покровы – Магурский и Дуклянский Внешних Карпат), выросшая перед фронтом террейна Алькапа [1, 5].

Покровно-надвиговые сооружения двух внутренних призм разделены субмеридиональной Латорицко-Стрыйской сдвиговой зоной, которая трассируется от Оашского разлома на юге до Перемышльской сигмоиды на севере. В Западных Карпатах на границе Внешних и Внутренних Карпат находится Пенинская зона (или зона Утесов или Клиппенов). Она на северо-западе контактирует с Магурской тектонической единицей, которая на восток и юг (как Монастырецкий покров в Украине, Марамурешский флиш в Румунии, флиш Сольнок в Венгрии) размещается на западе-юго-западе перед Мармарошской утесовой зоной и Мармарошским массивом. Таким образом, Пенинская зона вклинивается во Внутренние Карпаты между массивами Алькапа и Тиссия-Дакия. Затем она резко поворачивает на запад и, очевидно, продолжается структурами правосторонней сдвиговой зоной Средневенгерского (Загреб-Кульч) линеамента, который служит границей названных террейнов.

Пенинская зона часто рассматривается в качестве крупной тектонической единицы – линеамента, сутурной (шовной) зоны, которая разграничивает структуры Внешних и Внутренних Карпат [1, 5]. В работах Д.П. Резвой и Е.М. Лазько отмечается, что Пенинская зона является составной частью Закарпатского глубинного разлома (линеамента) [2].

¹ Карпатское отделение Института геофізики им. С.И. Субботина НАН Украины, Львов, Украина

² Львовський національний університет імені Івана Франка, Львов, Україна

По материалам современного тектонического и геодинамического районирования в зону разлома следует включать пред-Алькапа призму.

Пенинская зона представлена структурно-вещественными комплексами двух тектонических этажей. Нижний этаж имеет структурно-вещественные особенности хаотического комплекса. Каркас комплекса представлен крупными олистолитами и олистоплаками, которые погружены в сильнодислоцированные апт-маастрихтские мергели пуховской свиты. Кластолиты состоят из юрских пород, изучение которых установило среди них, как глубоководные радиоляриты, так и прибрежные органогенные известняки. Среди олистолитов отмечены офиолиты, глаукофановые сланцы, риолиты. Хаотический комплекс со структурным несогласием перекрыт эоценовыми конгломератами и флишем вульховчицкой свиты верхнего тектонического этажа. Вульховчицкая свита и часть Пенинской зоны имеют несогласные контакты с неогеновыми молассами. О большой ширине Пенинского бассейна в конце юры свидетельствуют палеомагнитные и палеобиогеографические [1, 5] данные. Структурный план Пенинской зоны позволяет реставрировать полярность субдукции под Алькапу. Сорванные с субстрата юрско-меловые образования нижнего тектонического этажа образуют тектонический меланж. Завершающий этап становления Пенинской зоны в структуре Украинских Карпат произошел в позднем миоцене, когда она приобрела черты коллизионного шва. В это время произошла вертикализация субдукционного слеба внешней неогеновой призмы по механизму отступа субдукционной зоны, его отрыв, погружение в глубинные части мантии.

Исследования геофизических полей Украинских Карпат в последние годы были сосредоточены на анализе Закарпатского прогиба и на связи их с разрывными структурами земной коры. Для анализа сейсмичности использованы инструментальные наблюдения Карпатской сейсмической сети за 2001–2014 гг. Составлена карта эпицентров землетрясений, анализировались распределения землетрясений с глубиной, выделение суммарной сейсмической энергии за указанный период, пространственно-временная приуроченность землетрясений к разломным зонам Закарпатского прогиба, Закарпатского разлома в, частности, Пенинской зоне. С юго-запада Закарпатский прогиб ограничен Паннонским разломом.

В зонах названных разломов отмечена высокая сейсмическая активность. Сейсмические данные характеризуют зону Закарпатского разлома, как зону высокой подвижности и контрастных колебательных движений. К Пенинской зоне, как элементу Закарпатского разлома, приурочены эпицентры землетрясений энергетического класса $K > 7$ (7–12). За период 2001–2014 гг. их было более 35. Исследователи отмечают,

что очаги землетрясений концентрируются вдоль одной тектонической линии, не перекрываются между собой и распределены в субвертикальной плоскости в диапазоне глубин 2–35 км. Некоторое сгущение очагов землетрясений и увеличение их интенсивности отмечается в узлах пересечения Закарпатского разлома (и Пенинской зоны) с антикарпатскими поперечными разломами (Латорицким, Боржавским, Виноградовским, Оашьским, Тячевским). Наибольшая интенсивность отмечена вблизи г. Берегово 23.11.2006 г. (Латорицкий разлом $K = 12.1$, $M = 4.2$ пересечение с зоной влияния Латорицкий разлом) и с. Угля 14.12.2010 г. ($K = 9.7$, $M = 3.2$, пересечение с зоной влияния Оашского разлома) [3].

Исследование характера распределению очагов землетрясений по глубине структур Закарпатского прогиба и Закарпатского разлома позволяет выделить три уровня их концентрации. Первый уровень охватывает осадочный и гранитный слои (2–10 м), второй уровень соответствует верхней части базальтового слоя, третий находится вблизи поверхности Мохо (25–35 км). Известно, по данным глубинного сейсмического зондирования, что под Внешними Карпатами граница Мохо расположена на глубине 60 км. Резкий скачок глубин Мохо связан с Закарпатским разломом (в частности, с Пенинской зоной) который расположен в зоне наибольших значений деформации сжатия (до $-40 \times 10^8 \text{ год}^{-1}$) [4].

Геолого-геофизические материалы подчеркивают субгоризонтальное положение поверхностей уровней концентрации очагов землетрясений на территории Закарпатской впадины, тяготеющей к Закарпатскому разлому. Они осложнены наличием линз тектонической дезинтеграции и повышенной проницаемости геологической среды. По-видимому, границы уровней характеризуются тектоническими срывами. Наличие уровней в сейсмическом разрезе Закарпатской впадины не исключают листрического характера поверхностей их раздела, подчеркивает вещественно-структурную и реологическую расслоенность территории Закарпатской впадины и зоны Закарпатского разлома, отражает тектоническую и геодинамическую расслоенность.

Исследован тепловой поток в зоне Закарпатского разлома. Он характеризуется значениями $70\text{--}75 \text{ мВт/м}^2$, который ниже, чем значения потока во Внутренних Карпатах ($70\text{--}130 \text{ мВт/м}^2$).

В гравитационном поле Закарпатья проявляются (до 60 мГал) мозаичные аномалии и линейные системы различного, преимущественно северо-западного, направления. Последние тяготеют и обусловлены структурными особенностями Пенинской зоны, как составляющей Закарпатского глубинного разлома, который имеет все признаки сутуры. В гравитационном поле Закарпатского прогиба, в целом, выделяется

две области, которые связаны и обусловлены его структурой [4]. Первая – это область мозаичного положительного поля в пределах Чоп-Мукачевской впадины. На ее территории развиты комплексы Алькапы, пред-Алькапы аккреционной призмы, вулканические образования Вигорлат-Гутинской гряды. Область отрицательного поля расположена в пределах Солотвинской впадины.

Геофизические материалы дают возможность интерпретировать геологические данные. Горизонтальная расслоенность Закарпатской впадины отражает особенности Чоп-Мукачевской впадины и, хотя бы частично, наследует неоднородности перед-Алькапа мел-палеогеновой аккреционной призмы, сформированной перед террейном Алькапа. Отсутствие в ней магматических образований связывают, либо с относительно небольшой шириной Пенинского бассейна, либо с пологим наклоном субдукционной зоны и, соответственно, недостаточной для магмогенерации глубиной погружения слеба [1, 5]. Поскольку согласиться с небольшой шириной бассейна трудно, необходимо принять пологий наклон субдукционной зоны. Такой структурный план, в той или иной мере, унаследован в строении Закарпатской впадины, что позволило выделить уровни концентраций землетрясений, которые согласуются с характером тектонической и геодинамической расслоенности района. Вертикализация Пенинской зоны, произошедшая в результате отрыва слеба, на современном этапе инициирует концентрацию землетрясений вдоль субвертикальной плоскости тектонической линии, которая совпадает с зоной Закарпатского разлома (и, в частности, Пенинской зоной). К этой же линии приурочен скачек глубин поверхности Мохо. Вещественно-структурные и геофизические данные дают возможность отнести Пенинскую зону, как элемент Закарпатского глубинного разлома, к региональным структурам, имеющим признаки сутурной зоны (на поздних этапах, коллизионного шва).

Литература

1. Гнилко О.М., Гнилко С.Р., Генералова Л.В. Тектоно-седиментаційна еволюція південно-західної частини Українських Флішових Карпат // Наук. вісн. нац. гірн. у-ту. 2015. № 2. С. 5–13.

2. Лазько Е.М., Резвой Д.П. О тектонической природе зоны Карпатских Утесов. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 1962. № 1. С. 62–65.

3. Максимчук В.Ю., Пиріжок Н.Б., Пронишин Р.С., Тимошук В.Р. Деякі особливості сейсмічності Закарпаття // Геодинаміка. 2014. № 2. С. 139–149.

4. Максимчук В.Ю., Кузнєцова В.Г., Вербинский Т.З. та ін. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. К.: Наукова думка, 2005. 254 с.

5. Сучасна геодинаміка і геофізичні поля Карпат та суміжних територій / Третяк К.Р., Максимчук В.Ю., Кутас Р.І., Рокитянський І.І., Гнилко О.М., Кендзера О.В., Пронишин Р.С., Климкович Т.А., Кузнєцова В.Г., Марченко Д.О., Смірнова О.М., Серант О.В., Бабак В.І., Вовк А.І., Романюк В.В., Терешин А.В. Л.: Вид-во Львів. політехніки, 2015. 420 с.

А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина¹

Тектоническая эволюция Тимано-Североуральского сегмента земной коры в докембрии

Докембрий в пределах Тимано-Североуральского региона представлен довольно широко. Докембрийские образования прослеживаются на севере Урала сплошной полосой к западу от Главного Уральского разлома и слагают ряд поднятий на Тимане и полуострове Канин. Среди них выделяются как нижне-, так и верхнедокембрийские комплексы.

Нижнедокембрийские комплексы слагают относительно небольшие тектонические блоки, площадь выхода которых на дневную поверхность составляет от первых сотен до 1500 км². На севере Урала они компактно расположены в двух районах: на Полярном Урале в пределах Собского поперечного поднятия и на Приполярном Урале в пределах Кожимского поперечного поднятия и его северного обрамления. Небольшой выход нижнедокембрийских образований обнажается также в юго-восточной части полуострова Канин. Среди нижнедокембрийских комплексов по вещественным признакам и особенностям метаморфизма выделяются гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мigmatитовые, кристаллосланцевые, гранулит-мtабазитовые, эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые комплексы [1]. Все эти комплексы на основе выявленных существенных различий в составе пород и фациальных условиях их метаморфизма (и особенно типе метаморфизма) объединяются в две группы. Одна из них (гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мigmatитовые и кристаллосланцевые комплексы) характеризуется преобладанием в разрезе пород кислого состава, преимущественно первично-осадочного происхождения и умереннобарическим типом метаморфизма. В другую группу включены комплексы (гранулит-мtабазитовые, эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые), в которых существенная роль принадлежит первично-магматическим образованиям, преимущественно

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

основного ряда, испытавшим высокобарический или относительно высокобарический (гранулитом-м metabазитовые комплексы) метаморфизм.

Наличие двух различающихся возрастных последовательностей метаморфических комплексов, несомненно, связано с разными геодинамическими обстановками их формирования в архейско-палеопротерозойское время.

Имеющиеся на сегодняшний день данные по тимано-североуральскому докембрию, да и по тимано-уральскому докембрию в целом, пока недостаточны для корректной палеореконструкции геодинамических обстановок в архее.

В палеопротерозое формировались резко контрастные по формационным признакам структурно-вещественные комплексы: гнейсо-мигматитовые и кристаллосланцевые, с одной стороны, и эклогит-гнейсовые и эклогит-сланцевые – с другой. Судя по вещественному составу пород, составляющих палеопротерозойские комплексы северной части Урала и их петрогеохимическим характеристикам, гнейсо-мигматитовые и кристаллосланцевые комплексы сформировались в краевой части континента. Протолитами пород эклогитсодержащих комплексов явились островодужные образования. Ранний этап метаморфизма в породах гнейсо-мигматитовых комплексов Урала проявился около 2.1 млрд лет назад. Датировки этого возраста характерны исключительно для цирконов «гранулитового» типа (округлые многогранники со слабо выраженной зональностью или не зональные), поэтому, очевидно, условия метаморфизма пород могли достигать уровня гранулитовой фации. Метаморфизм пород происходил в надсубдукционной обстановке и был комплементарен метаморфизму эклогитовой фации нижних частей аккреционной призмы в зоне субдукции. Возрастной рубеж проявления коллизионных процессов определяют наиболее древние датировки цирконов «мигматитового» типа (призматические кристаллы с хорошо выраженной зональностью), фиксирующие проявление процессов гранитообразования. С учетом многочисленных данных по хронометрии таких цирконов в уральских гнейсо-мигматитовых комплексах их преобладающий возраст определяется интервалом 1.9–1.8 млрд лет [2].

Северо-западная ориентировка структур в породах полиметаморфических комплексов Приполярного и Полярного Урала и корреляция пространственной позиции этих комплексов с плотностными неоднородностями в фундаменте Печорской плиты [1] приводит к выводу о северо-западной ориентировке (в современных координатах) конвергентных структур палеопротерозоя. Эклогитсодержащие комплексы маркируют зоны субдукции, а гнейсо-мигматитовые комплексы – надсубдукционные части палеопротерозойских субдукционных систем.

Наблюдаемое пространственное соотношение полиметаморфических комплексов в районах Собского и Кожимского поднятий дает основание для выделения двух сутур (криптосутур): по долине р. Лонгобеган на Полярном Урале и по долине р. Кожим на Приполярном Урале. Первая криптосутура может быть названа Лонготъеганской, вторая – Кожимской.

Схожесть вещественного состава и особенностей метаморфизма, а также возрастная корреляция эндогенных процессов в нижнедокембрийских комплексах Урала, в том числе, расположенных на Приполярном и Полярном Урале, указывает на то, что с рубежа ранее 2.1 млрд лет назад, а, возможно, и ранее они были составной частью одного континентального массива, в современном понимании – Волго-Уралии, а затем (после объединения Волго-Уралии, Сарматии и Фенноскандии) – частью Восточно-Европейского кратона (Балтики).

Возрастной интервал тимано-североуральского верхнего докембрия в современных стратиграфических схемах сопоставим с рифеем в стратотипическом разрезе Башкирского антиклинория. Здесь также, как и в стратотипе, выделяются нижне-, средне-, верхнерифейские и вендские отложения. Нижнерифейские отложения выделены на полуострове Канин (микулинская серия) и на Приполярном Урале (маньхобеинская и шокуринская свиты). Нашими работами было показано, что, как микунинская серия, так и маньхобеинская и шокуринская свиты [3] относятся к нижнепротерозойским образованиям и, следовательно, нижнерифейские отложения на рассматриваемой территории отсутствуют. В последние годы были предприняты попытки установить возраст рифейских отложений из некоторых стратонів Тимана и северной части Урала методом локального U–Pb датирования детритовых цирконов. Минимальные возрасты цирконов, укладывающиеся в интервал 1.1–0.7 млрд лет [4–6 и др.], рассматриваемые как нижний временной предел формирования осадков, получены в том числе, для отложений, относящихся в настоящее время к среднему рифею. Это дает основание с большой степенью вероятности считать, что нижний возрастной рубеж верхнедокембрийского разреза Тимано-Уральского региона, навряд ли выходит за рамки позднего рифея.

Оценка времени закрытия позднедокембрийского (Печорского) океана и проявления тиманской коллизии является предметом дискуссий. Н.Б. Кузнецов и Т.В. Романюк [7] на основании данных U–Pb провенанс-датирования обломочных цирконов из верхнедокембрийских толщ различных районов Тиманской окраины Балтики начало становления коллизионного орогена тиманид определяют интервалом 540–510 млн лет. Эти цифры не согласуются с тем, что молассы во всех тимани-

дах имеют поздневендский возраст, возможно, с выходом только в самые низы кембрия. Время проявления тиманской коллизии, по-видимому, наиболее точно отражают поздневендские датировки, полученные по гранитоидам фундамента Печорской плиты [8], согласующиеся с U-Pb возрастом (SHRIMP-II) цирконов из гранитов Сальнеро-Маньхамбовского комплекса Приполярного Урала [9]. Более молодые возрасты цирконов в гранитоидах могут быть связаны, с одной стороны, с «омолаживающим» влиянием более поздних процессов метаморфизма и, с другой, с проявлением эпиконтинетального рифтогенного магматизма, предшествовавшего раскрытию Палеоуральского океана.

Таким образом, раннедокембрийские комплексы, вовлеченные в структуры Тиманид и северной части Уралид являются фрагментами древнего Восточно-Европейского кратона (Балтики). Они сформировались в палеопротерозое в субдукционно-коллизионных обстановках. Нижний возрастной рубеж верхнедокембрийских образований Тимано-Североуральского региона, скорее всего, не выходит за пределы позднего рифея, а время формирования коллизионного орогена Тиманид ограничивается вендом, возможно, с выходом в самое начало кембрия.

Литература

1. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Конанова Н.В., Потанов И.Л.* Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 36 с.
2. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М.* Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. 167 с.
3. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера. 2014. № 3. С. 41–50.
4. *Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж.* U-Pb возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских терригенных отложений Северного Тимана // ДАН, 2013. Т. 450. № 5. С. 562–567.
5. *Уляшева Н.С., Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. и др.* В. Б. U-Pb LA-SF-ICP-MS датирование цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-европейской платформы и ее складчатого обрамления». Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 223–224.
6. *Удоротина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б.* Обоснование возраста метапесчаников четласской серии – субстрата редкометалльно-редкоземельных месторождений Среднего Тимана: U-Pb датирование детритных цирконов // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез Вос-

точно-европейской платформы и ее складчатого обрамления». Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 223–224.

7. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Уточнение времени формирования коллизионного орогена протоуралид-тиманид: 540–510 млн лет // Материалы XLVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2014. Т. 1. С. 219–224.

8. Андреичев В.Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2010. 46 с.

9. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярно-уральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 6. С. 25–38.

Ю.Л. Ребецкий¹, В.Н. Войтенко²

Новый тектонофизический метод реконструкции напряжений по данным о морфологии трещиноватости и оруденения

В рамках выполненных нами работ ставилась новая тектонофизическая задача: разработка технологии определения параметров напряженного состояния по данным о расположении в пространстве, ориентации единичных площадок (локальных участков) единого крупного разрыва (вмещающего жильно-прожилковые рудные тела) при наличии данных об амплитудах их раскрытия. По результатам экстраполирования напряженного состояния в более глубокие горизонты зоны Надвиговая требовалось также дать прогноз перспектив нахождения участков с наибольшими мощностями и определённой ориентировкой, являющимися структурными признаками прогноза рудных тел. Подобная постановка задачи стала возможной после выявления методами экспериментальной геомеханики взаимосвязи ширины дилатантного (расширяющего) раскрытия трещин с амплитудами сдвига, реализуемого на них. Необходимо отметить, что в настоящее время нет методик прогноза напряженного состояния горных массивов по дилатантным параметрам трещин в разломных зонах. Существующие методики определения напряженного состояния основаны только на расположении трещин растяжения (в том числе жил и даек) с предопределенной ориентировкой

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

² Санкт-Петербургский Университет, С.-Петербург

оси минимального сжатия и не используют количественные параметры расширения стенок трещин [1–3]. Поэтому нашу работу следует рассматривать как исследовательскую, ориентированную на разработку подходов такого прогноза.

Метод линеаментов максимума дилатансии. База данных разрывного нарушения зоны Надвиговой исследуемого месторождения содержит 36600 площадок, для каждой из которых были определены азимут и угол падения плоскости подошвы разрывного нарушения на этой площадке. Также для каждой из площадок были определены трехмерные координаты ее центра и амплитуды раскрытия трещины (нормальная мощность), которые изменялись от 0 до 51 м. Важно отметить, что замеры ориентировки площадок и амплитуды раскрытия разрывного нарушения проводились в подземных горных выработках.

Стандартное применение к анализу поля трещиноватости статистического метода П.Н. Николаева в случае наличия сопряженных систем трещин позволяет получить только ориентацию главных осей напряжений. В нашем случае имеется только одна система трещин, связанная с общей зоной разлома, а ставится более сложная задача, получить величины напряжений. Такая возможность нами связывалась с наличием данных об амплитудах дилатансного раскрытия трещин и на возможности выделения квазиоднородных участков деформирования зоны Надвиговой, которые определяются морфологическими параметрами трещин. В результате визуального анализа было выделено четыре таких квазиоднородных участка, для каждого из которых на стереограмме Вульфа выделены линеаменты максимальной концентрации площадок с наибольшими амплитудами дилатантного раскрытия трещин – ЛМД (линеамент максимальной дилатансии).

Согласно экспериментальным данным геомеханики и теории упругопластического деформирования максимумы дилатансии пород соответствуют участкам и максимальных сдвиговых деформаций.

Из этого следует, что на диаграмме Мора ЛМД будет расположена на большом круге Мора, определяемом значениями алгебраически наибольшего G_1 и алгебраически наименьшего G_3 (максимальное сжатие) главных напряжений, а его границы будут определять пересечение большого круга Мора с линией минимального сопротивления сухого трения [4]. На полусфере Вульфа ЛМД будет отвечать сектор дуги большого круга, на котором должны располагаться и оси двух главных напряжений G_1 и G_3 .

Поскольку трещины развивались в надвиговой зоне, то хорошим допущением является предположения о реализуемом здесь напряженном состоянии чистого сдвига, что определяет значение коэффициента Лоде–Надаи (μ_σ) близким к нулю. Знать значение этого коэффициента

критически необходимо для правильного нанесения на диаграмме Мора точек с данными о нормальных и касательных σ_{nt} напряжениях на плоскостях трещины [4]:

$$\begin{aligned} c_{nn} &= -p + \tau[(1 - \mu_\sigma)\ell_{n1}\ell_{n1} - (1 + \mu_\sigma)\ell_{n3}\ell_{n3} + 2\mu_\sigma/3], \\ c_{nt} &= \tau[(1 - \mu_\sigma)\ell_{n1}\ell_{t1} - (1 + \mu_\sigma)\ell_{n3}\ell_{t3}]. \end{aligned}$$

При известном значении угла внутреннего трения (или коэффициента трения) необходимо так расположить дугу ЛМД на большом круге Мора, чтобы линия минимального сопротивления трения проходила через крайние точки этой дуги. В наших расчетах коэффициент трения k_f принимался равным 0,5, что отвечало углу между плоскостью скалывания и осью главного напряжения максимального сжатия G_3 , равному 26.6° .

Полученные в результате расчетов данные об ориентации осей главных напряжений позволяют говорить, что геодинамический режим напряженного состояния для первого (IV–V рудные столбы) и второго (III рудный столб) секторов расчета близок к горизонтальному сжатию со сдвигом (сдвига-взброс), а для третьего (I–II рудные столбы) сектора расчета близок к вертикальному сдвигу, но при этом находится вблизи состояния горизонтального сдвига со сжатием. Следует обратить внимание на четвертый – восточный участок 1–2 рудных столбов, который хотя и является вертикальным сдвигом, но его состояние близко также и к горизонтальному сдвигу с растяжением.

Для определения соотношения между напряженными состояниями четырех квазигомогенных участков использовался тот факт, что процесс дилатансионного деформирования в зоне надвига происходил в них на одной глубине (предполагаемая глубина, по геологическим данным, около 7 км). Приравнивая вертикальные напряжения G_{zz} (рисунок) к одному и тому же значению, можно построить одну диаграмму Мора, на которой большие круги Мора четырех выборок будут иметь разные радиусы (максимальные касательные напряжения) и разные положения центра на горизонтальной оси (нормальные напряжения на плоскости действия максимальных касательных напряжений).

Если считать, что формирование разлома происходило на глубине 7 км (величина вертикальных напряжений $P_{II}=1900$ бар) в условиях флюидного давления, отвечающего $0.8 \cdot P_{II}$ ($P_{II}=1520$ бар), то, используя соответствующие предельные соотношения [4] и вытекающее из рисунка геометрическое соотношение между T_f и G_{zz} ($G_{zz}=P_{II}-P_{II}=380$ бар – эффективное вертикальное напряжение), находим, что усредненная – эффективная прочность сцепления пород T_f будет порядка 77 бар. Это меньше максимальной прочности на сдвиг (122 бар), которую, согласно геомеханическим данным, имеют породы, слагающие тело разрывного

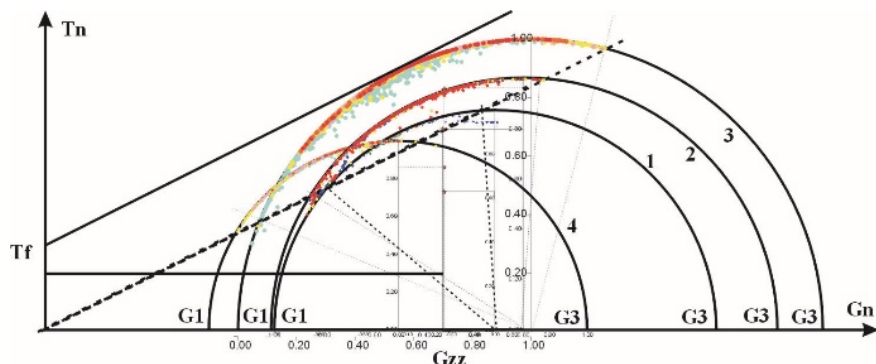


Рисунок. Итоговая диаграмма Мора для четырех выборок трещин при одинаковых значениях эффективного вертикального напряжения G_{zz} на горизонтальных площадках. Сплошная линия – предел хрупкой прочности целых пород, пунктир – линия минимальной прочности трения (значение G_{zz} отмечено горизонтальной линией)

нарушения. Однако это понижение прочности вполне вероятно и связано с реально наблюдающейся повышенной трещиноватостью пород.

Закключение. Полученные данные о направлениях главных осей напряжений и их величинах являются лишь первым шагом для прогноза состояния разрывного нарушения зоны Надвиговая на больших глубинах, куда он продолжается, погружаясь в северо-восточном (восточный фланг) и север-северо-восток–северо-западном (западный фланг) направлениях. Для такого прогноза необходимо наметить тенденцию глубинного изменения напряжений, т.е. следует иметь для сравнения два поля напряжений на разных глубинных уровнях. Одним из таких напряженных состояний можно принять напряженное состояние, полученное в работе В.Ю. Фридовского [5] на поверхности, а вторым – результаты нашего расчета. Другой вариант выявления тенденции изменения напряжений – это разбиение обработанных нами данных о трещинах на два глубинных уровня и получение данных о напряжениях в двух уровнях глубин зоны Надвиговой. Таким образом, по результатам исследований подтверждаются синрудные левосторонние сдвиговые перемещения вдоль поверхности зоны Надвиговая и прогноз погружения рудных столбов на глубину по падению зоны. Подтверждается северо-западная экспозиция граней подошвы зоны Надвиговой, вдоль плоскости которых прогнозируется максимальное растяжение перпендикулярно стенок трещин (348/40 для 1–2 рудных столбов; 348/43 для 3 рудного столба; 325/54 для 4–5 рудных столбов и 349/58 для восточного участка).

1. Baer G., Beyth M., Reches Z. Dikes emplaced into fractured basement, Timna Igneous Complex, Israel // J. Geophys. Res. 1994. № 99. P. 24039–24051.
2. Delaney P.T., Pollard D.D., Ziony J.I., McKee E.H. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and palaeostress analysis // J. Geophys. Res. 1986. № 91. N B5). P. 4920–4938.
3. Jolly R.J.H., Sanderson D.J. A Mohr circle reconstruction for the opening of a pre-existing fracture // J. Struct. Geol. 1997. № 19. P. 887–892.
4. Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин // Автореф. дисс. ... докт. физ.-мат. наук. М.: Изд. ОИФЗ, 2003. 56 с.
5. Фридовский В.Ю. Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран (северо-восток Якутии) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1999. № 3. С. 60–66.

Ю.Л. Ребецкий¹

Проблемные моменты общемантийной тепловой конвекции

Новые данные о строении мантии, полученные по результатам сейсмической томографии в конце прошлого и начале этого века [1], а также результаты тектонофизического изучения закономерности напряженного состояния в сейсмоактивных областях [2, 3] заставляют пересмотреть устоявшиеся взгляды на общемантийную конвекцию как источник движения литосферных плит.

1) Самой яркой границей является раздел между верхней и нижней мантией на глубине 650 км, где происходит смена глобальной картины течений. Установлено [4], что большинство положительных аномалий скорости в зонах субдукции на глубинах переходной зоны имеют латеральное простираие в сотни километров – стагнент-блоки [5]. Возможно горизонтальное движение как выше, так и ниже границы 660 км (диапазон глубин 400–1000 км). Лишь некоторые субдуцирующие блоки (под Южной Америкой, Индонезией и южной окраиной бассейна Фиджи) проходят субвертикально в нижнюю мантию.

¹ Институт физики Земли РАН, Москва

2) Стагнент-блоки могут надолго «застрывать» и накапливаться в зоне перехода, но в конечном итоге они «проваливаются» в нижнюю мантию [4]. В опускающейся в нижнюю мантию базальтовой коре MORB постперовскитовый переход [6] приводит к резкому ее уплотнению в сравнении с мантией. Нестационарность движения в зоне перехода не позволяет рассматривать субдуцирующие литосферные плиты как простую нисходящую ветвь термогравитационной конвекции. Конечно, погружающиеся плиты представляют собой фактор, приводящий к охлаждению прежде всего верхней мантии и лишь после длительной фазы задержки и латерального смещения нижней мантии. Но говорить о том, что он зависит от какого-то другого процесса (скорости восходящей ветви конвекции) и взаимодействует с ним, явно нельзя.

3) Данные сейсмической томографии показали, что слой Д" уже не является тонким (200 км), окружающим земное ядро, что соответствовало бы нижнему погранслою [7]. Он концентрируется в двух суперплюмах (Африканский и Тихоокеанский), которые возвышаются в нижней мантии над границей ядра на 500–1000 км и занимают 50% площади СМВ [6]. Считается, что плотность слоя Д" определяется плотностью постперовскита и поэтому она выше плотности окружающей мантии на 2–3%. В работах [8] показано, что если тепловая конвекция идет в мантии, окружающей суперплюм, то его вещество может увлекаться вверх до некоторых глубинных уровней. Для полноценного участия суперплюма в восходящей ветви конвекции плотность его вещества должна не превышать плотность окружающей мантии более чем на 1–2%. О том, что суперплюмы не испытывают длительного и однонаправленного восходящего течения, говорит и форма их верхней границы. Она скорее отражает неустойчивость состояния, при котором возможны как локальные восходящие, так и локальные нисходящие движения. Поэтому существующие попытки представить эти суперплюмы как восходящие ветви тепловой конвекции следует признать не соответствующим имеющимся данным.

4) В зонах океанского спрединга в верхней мантии сейсмотомографией не выделено локализованных областей, которые можно интерпретировать как восходящую ветвь мантийной термогравитационной конвекции. Факт отсутствия ярко выраженной восходящей ветви не является новостью для теоретиков термогравитационной конвекции. В монографиях [9, 10] показано, что так должно быть, если термогравитационная конвекция определяется не столько разностью температур между верхней и нижней границами слоя, сколько интенсивностью внутренних тепловых источников. В этом случае возникает только один верхний погранслой и ярко выраженной будут только одна нисходящая

ветвь конвекции. Такая модель состояния соответствует данным о соотношении источников, поставляющих тепло в нижнюю мантию. Известно, что тепло из ядра в нижнюю мантию составляет около 10% от общего тепла, выходящего через поверхность Земли [11]. Соответственно, около 17% – это радиогенерация в коре, а 11% – это радиогенерация во все мантии. Таким образом, 62% тепла, наблюдаемого на поверхности Земли, это реликтовое тепло, которое отдает мантия в процессе своего остывания.

5) В численных расчетах тепловой конвекции в мантии процесс остывания заменяют эффективной и равномерной по мантии радиогенерацией, дающей в общий тепловой поток порядка 63%. Но несложно заметить, что такая замена не эквивалентна реальному процессу. В случае остывания реликтового нагрева его теплоотдача больше там, где больше градиент температуры, т.е. в верхней мантии (градиент температуры около 0.7 град/км). В нижней мантии градиент температуры около 0.2 град/км. Следовательно, основная генерация тепла (75%), вызываемая остыванием, имеет место в верхней мантии. В такой модели о термогравитационной конвекции в нижней мантии не может идти речь.

6) В тектонофизических исследованиях, представленных в работах [2, 12–16], было показано, что уровень девиаторных напряжений в зоне субдукции, а, следовательно, и интенсивность латерального сжатия в несколько раз ниже уровня этих напряжений во внутриконтинентальных орогенах. С позиции мантийной конвекции как фактора, определяющего движение литосферных плит, это трудно объяснить, т.к. латеральная ветвь тепловой конвекции в большей степени захватывает именно океанскую кору и лишь немного внедряется под литосферу континентов.

7) В работах [17, 18] объяснение аномально высокого уровня напряжений латерального сжатия обосновано денудационно-эрозионными процессами, которые в коре орогенов и щитов выводят к поверхности породы, побывавшие глубине. Катакластические деформации пород, происходящие на глубине в условиях вертикального сжатия, приводят к вертикальному их раздавливанию и увеличению уровня латерального сжатия в два и более раз (зависит от величины флюидного давления), превосходящих эти напряжения в упругом состоянии, – дополнительное горизонтальное сжатие. При выводе породы к поверхности вертикальная нагрузка снимается почти полностью, а значительная часть дополнительного сжатия остается.

8) Численное геомеханическое моделирование напряжений в литосфере, делавшееся с целью подтвердить концепцию об общемантийной конвекции как о движущем механизме тектоники литосферных плит, фактически показало отрицательный результат, который авторы этих

моделей даже не заметили [19]. В этих расчетах самые важные закономерности зон субдукции и внутриконтинентальных орогенов: а) изменение ориентации осей максимального сжатия по разные стороны от тальвега желоба [15, 20]; б) субгоризонтальное сжатие в коре хребтов, режим горизонтального сдвига в коре внутригорных впадин, субвертикальное положение оси максимального сжатия в коре крупных межгорных впадин, передовых прогибов крупных поднятий в форме плато [14, 20] — не находит свое объяснение [3]. В работе [19] выполнены расчеты девиаторных напряжений, но они оказались полностью противоположными к тому, что наблюдается в природе. Таким образом, тепловая конвекция не дает ответа на причину повышенного уровня девиаторных напряжений (в 3–5 раз) в коре континентальных орогенов в сравнении с корой зон субдукции.

Завершив выполненный анализ словами из последней монографии В.Н. Жаркова, в свое время теоретически обосновывавшего существование тепловой конвекции в мантии как источника движения литосферных плит: «Из всего, о чем шла речь в этом пункте, можно заключить, что структура конвекции в мантии Земли все еще остается до конца не понятой проблемой в физике Земли. Ясно, что любое упрощенное предположение — об однослойной или двухслойной конвекции в мантии — *не соответствует действительности*» [11, стр. 41].

Литература

1. Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2004. V. 146. P. 3–34.
2. Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // *ДАН*. 2009. Т. 428. № 3. С. 397–402.
3. Ребецкий Ю.Л. Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // *Геодинамика и тектонофизика*. 2015. Т. 6. Вып. 4. С. 437–466.
4. Fukao Y., Widiyantoro S., Obayashi M. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region // *Rev. Geophys.* 2001. V. 39. P. 291–323.
5. Processes and Consequences of Deep Subduction / D.C. Rubie, R.D. van der Hilst (eds.). Elsevier Science, 2001.
6. Murakami M., Hirose K., Kawamura K., Sata K., Ohishi Y. Postperovskite phase transition in MgSiO₃ // *Science*. 2004. V. 304. P. 855–858.
7. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир, 1985. Т. 1. 374 с.
8. McNamara A.K., Zhong S.J. Thermochemical structures beneath Africa and Pacific Ocean // *Nature*. 2005. V. 437. P. 1136–1139.

9. *Davies G.F.* Dynamic Earth. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 458 p.
10. Schubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge University Press, 2004. 940 p.
11. *Жарков В.Н.* Физика земных недр. М.: ООО Наука и образование, 2012. 383 с.
12. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1192–1206.
13. *Rebetsky Y.L.* Achievements of tectonophysics researches in Russia: perspective tectonophysics problems // *Comptes Rendus. Geoscience*. 2012. V. 344. No 3-4. P. 116–124.
14. *Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E.* Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // *Tectonophysics*. 2012. V. 581. P. 114–131.
15. *Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E.* Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2013. V. 184. No 4-5. P. 335–346.
16. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 271–291.
17. *Voight B.* Beziehungen zwischen grossen horirontalen Spannugen in Gebirgen und der Tektonik und der Abtragung // *First Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics*. Lisobon. Proc. 1966. V. 2. P. 51–56.
18. *Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // *Физическая мезомеханика*. 2008. Т 11. № 1. С. 66–73.
19. *Tutu A.O., Steinberger B., Sobolev S.V., Rogozhina I., Popov A.A.* Effects of upper mantle heterogeneities on lithospheric stress field and dynamic topography // *Solid Earth Discuss.* 2017. P. 1–36. <https://doi.org/10.5194/se-2017-111>.
20. *Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K.* The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // *Tectonophysics*. 2016. V. 685. P. 60–76.

Морфология и строение гетерогенного акустического фундамента восточного сектора Арктики

Значительный объем сейсмических исследований в глубоководной части Северного Ледовитого океана (СЛО), полученный в последние годы усилиями России, США, Германии, Дании, Канады и других приарктических стран, позволил существенно расширить наши знания о мощности и структуре осадочного чехла Арктики. Современные наблюдения МОВ-ОГТ, выполненные во время российских высокоширотных экспедиций «Арктика-2011–2014» [1] позволили создать замкнутую систему сейсмических профилей в глубоководной части СЛО и в зоне сопряжения со структурами шельфов восточного сектора Российской Арктики. Взаимная корреляция большого массива сейсмических данных (более 600 профилей), позволила построить структурную карту поверхности фундамента, существенно уточнить границы основных тектонических структур, а также сделать выводы относительно структуры и морфологии поверхности фундамента. В результате комплексной интерпретации сейсмических и буровых данных по региону Северного Склона Аляски с прилегающими шельфами морей Бофорта и Чукотского, построен корреляционный ход вдоль 11 сейсмических профилей, который пересекает 8 скважин: Inigok, South Meade, Walakpa и South Barrow#13, Popcorn, Dimond, Crackerjack и Burger (данные USGS). Три из них вскрыли редуцированный разрез от карбона до мела и вошли в породы франклинского фундамента. Согласно буровым данным в составе чехла на шельфе выделяются (снизу вверх): элсмирский карбонатно-терригенный (D_3-T), бофортский синрифтовый (J_3-K_1) и брукский пострифтовый (K_1-KZ) комплексы.

В качестве акустического фундамента (АФ) при картировании принималась сейсмическая граница, разделяющая верхнюю толщу акустически стратифицированных отложений от нижней толщи, где отсутствуют когерентные отражения. Исходя из этого определения становится понятно, что во многих случаях граница АФ является техническим ограничением метода сейсмической разведки. Всего в регионе выделяется три разновозрастных типов АФ [9].

Первый тип АФ сопоставляется с кровлей базальтов HALIP. Поверхность акустического фундамента в этом случае отображается ко-

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

роткими высокоамплитудными отражающими площадками, часто осложненными дифрагированными волнами с резким угасанием сейсмического сигнала вниз по разрезу. Низкие пластовые скорости от 3.7 до 4.0 км/с свидетельствуют о присутствии в разрезе помимо собственно базальтов, также и вулканогенно-осадочных пород. В большинстве случаев сейсмические аномалии этого типа пространственно совпадают с положительными аномалиями магнитного поля.

В Амеразийском бассейне базальтовые комплексы ассоциируются с высокоширотной Арктической магматической провинцией HALIP, совпадающей с областью высокоамплитудного знакопеременного аномального магнитного поля в котловине Подводников и на поднятии Альфа-Менделеева. Однако несмотря на значительные (более 1.5 млн кв. км) площади HALIP, к настоящему времени имеется не более десяти станций геологического опробования, надежно свидетельствующих о наличии вулканитов в верхних горизонтах акустического фундамента региона.

Второй тип АФ, сопоставляемый с разновозрастными породами складчатого фундамента, часто характеризуется наличием яркого рефлектора на границе чехол/фундамент. В зависимости от степени дислоцированности пород фундамента интенсивность рефлектора значительно изменяется. Ниже по разрезу часто фиксируются яркие неполнократные отражения и реверберация сейсмического сигнала, что свидетельствует о значительном акустическом импедансе на этой границе и в свою очередь говорит высокой степени дислоцированности пород. Согласно общегеологическим построениям по материковому обрамлению и архипелагам, в регионе возможно развитие складчатых комплексов докембрийской, каледонской и мезозойской консолидации [3, 6, 7, 10]. Буровые данные по Северному склону Аляски позволяют надежно привязать и проследить на шельф поверхность пород франклинского фундамента.

Третий тип АФ (АФ-3), коррелируемый с гранитно-метаморфическим фундаментом древней платформы, является наиболее сложно идентифицируемым объектом. В случае приповерхностного залегания фундамента его идентификация сейсмическими методами, обычно не составляет сложностей, однако часто такой фундамент перекрыт согласной толщей осадочного чехла большой мощности. В этом случае сейсмический сигнал постепенно угасает с глубиной и на сейсмических профилях МОВ ОГТ не фиксируется рефлектор в кровле фундамента. Такой характер поглощения сейсмического сигнала фиксируется, практически повсеместно в области ЦАП.

Фундамент восточного сектора Арктики гетерогенен. В его составе выделяются области докембрийской, каледонской и мезозойской консолидации [1, 4, 5, 8–]. Гетерогенность разновозрастных блоков фундамента подчеркивается различной морфологией его поверхности, строением сети тектонических нарушений, а также строением и стратиграфическим объемом чехла.

Главные структуры акустического фундамента региона можно условно разделить на три типа. Первый, наиболее надежно идентифицируемый по сейсмическим данным – это структуры позднемезозойской Новосибирско-Чукотской складчато-надвиговой системы, располагающиеся на юге рассматриваемого региона. Второй – это область эпиэпсмирских прогибов, образующих единую полосу – Трог Ханна, Северо-Чукотский прогиб, прогиб Вилькитского. Третий – это приподнятые в кайнозое блоки докембрийской консолидации – Чукотское плато (западный блок Чукотского поднятия), поднятие Менделеева, седловина Толля.

Наиболее глубокие прогибы восточного сектора Арктики – Подводников, Северо-Чукотский и трог Ханна [2] образуют единую систему прогибов на границе между блоками докембрийской консолидации на севере (Чукотское плато, поднятие Менделеева, седловина Толля) и фронтом мезозойской складчатости на юге. Образование системы прогибов началось в конце девона формированием депоцентра в трог Ханна. Позднепалеозойская фаза прогибания последовательно смещалась на северо-запад – сначала в Северо-Чукотский прогиб, а затем и в прогиб Подводников. Мезозойская фаза прогибания была максимальной в Северо-Чукотском прогибе.

Литература

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / Ред. В.Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
3. Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып. 5. С. 202–212.
4. Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Дараган-Суцев Ю.И., Гринько Л.Р., Петровская Н.А. Геология и тектоника Северо-Вос-тока Российской Арктики (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 3–19.
5. Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.

6. Кораго Е.А., Верниковский В.А., Соболев Н.Н., Ларионов А.Н., Сергеев С.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф., Соболев П.С., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Травин А.В. Возраст фундамента островов Де-Лонга (архипелаг Новосибирские острова): Новые геохронологические данные // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 315–322.

7. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология // МПР РФ. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

8. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Каиубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

9. Рекант П.В., Петров О.В., Каиубин С.Н., Рыбалка А.В., Винокуров И.Ю., Гусев Е.А. История формирования осадочного чехла глубоководной части арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ // Региональная геология и металлогения. 2015. № 64. С. 11–27.

10. Brumley K. Geologic history of the Chukchi Borderland, Arctic Ocean. Ph.D Thesis. Stanford University, 2014. 253 p.

**А.В. Горбатиков, Е.А. Рогожин,
М.Ю. Степанова, Ю.В. Харазова, А.А. Рыбин,
А.И. Сысолин, Н.В. Андреева¹**

Особенности глубинного строения и вулканической активности горы Эльбрус по комплексу геолого-геофизических данных

Выполненный в районе вулканического центра Эльбрус цикл геолого-геофизических и геохимических работ [1–4, 6] показывает, что Эльбрус нельзя считать полностью потухшим вулканом, и имеются веские основания ожидать в будущем его активности.

С целью возможного обнаружения глубинных камеры и очага в виде низкоскоростных тел и определения их границ в плане, а также выяснения особенностей строения вулкана Эльбрус в недрах в 2014–2017 гг. был пройден профиль [5, 7] с применением метода микросейсмического зондирования (ММЗ) через гору Эльбрус в районе его восточной вершины (см. рис. 1).

¹ ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН

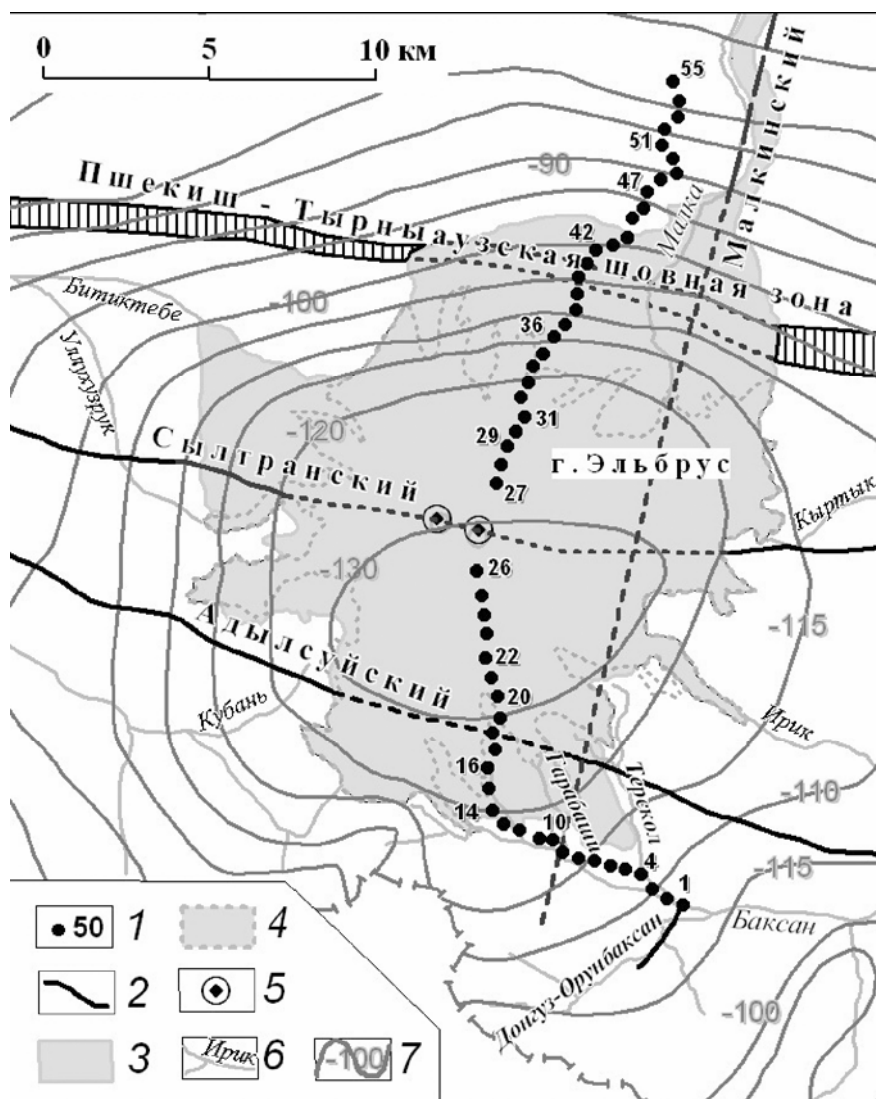


Рис. 1. Схема района работ.

1 – пикеты профиля ММЗ и их номера; 2 – разломы; 3 – внешние контуры лавовых полей Эльбруса; 4 – внешние контуры ледников Эльбруса на тех участках, где они перекрывают контуры лавовых полей; 5 – вулканические кратеры; 6 – реки и их названия; 7 – изоаномалы ускорения силы тяжести Δg , мГл (оцифровка условная)

Профиль содержит 55 точек геофизических наблюдений с регистрацией фоновых микросейсм в каждой точке продолжительностью около двух часов. Расстояние между точками измерений в среднем равномерно выдержано и составляет примерно 500 метров. Одновременно с проведением профильной съемки на базовом пункте непрерывно работал сейсмоприемник, с помощью которого учитывались медленные трендовые вариации микросейсмического поля. Для наблюдений использовались сейсмографы Guralp.

Абсолютная отметка самой высокой точки профиля у восточного жерла вулкана составляет 5100 метров над уровнем моря (н.у.м.). Точки профиля на его северном окончании расположены на высотах примерно 2600 м, на южном – около 2000 м. На своем протяжении в целом меридионально заданный профиль разбивается естественным образом на четыре отрезка, следующих непрерывно друг за другом. Первый отрезок длиной около 8 км, расположенный между пикетами 1 и 14, имеет восток-юго-восточное простирание вдоль долины р. Баксан. Второй отрезок (длиной 7 км) пройден по южному склону Эльбруса между пикетами 14 и 26. Третий отрезок идет по северному склону (между 27 и 40 пикетом). Наконец, четвертый отрезок проходит по тектонической зоне Передового хребта. Вдоль профиля построен разрез (рис. 2) в параметрах отклонений скоростей сдвиговых сейсмических волн от усредненной региональной скоростной модели до глубины 55 км. Вдоль профиля построен разрез (рис. 2) в параметрах отклонений скоростей сдвиговых сейсмических волн от усредненной региональной скоростной модели до глубины 55 км.

Отчетливый низкоскоростной объем (область 1, рис. 2) выделяется в диапазоне глубин 7–13 км н.у.м. непосредственно под центральной частью вулкана. Логично заключить, что это магматическая камера. На глубинах от 18 до 40 км н.у.м. выделяется круто падающий в южном направлении узкий линейный магматический субочаг, который на глубинах 45–55 км н.у.м. подстилается вторым линейным вертикально проникающим в верхнюю мантию субочагом. Низкоскоростной объем нижнего тела не имеет отчетливой нижней границы и непрерывно протягивается вглубь до глубин 50 км и более (области 2 и 3, рис. 2). Такой отчетливой вытянутости вглубь коры не демонстрирует больше ни один участок полученного разреза.

В разрезе субаэральной постройки вулкана Эльбрус можно увидеть два отчетливых слоя с повышенными и пониженными скоростями сейсмических волн. Верхний высокоскоростной слой имеет мощность около 1–2 км вблизи восточной вершины и выклинивается до нуля в районе пикета 17 (станция «Мир»). На северном склоне этот слой, наоборот, утолщается до 2–3 км и с перерывами распространяется до се-

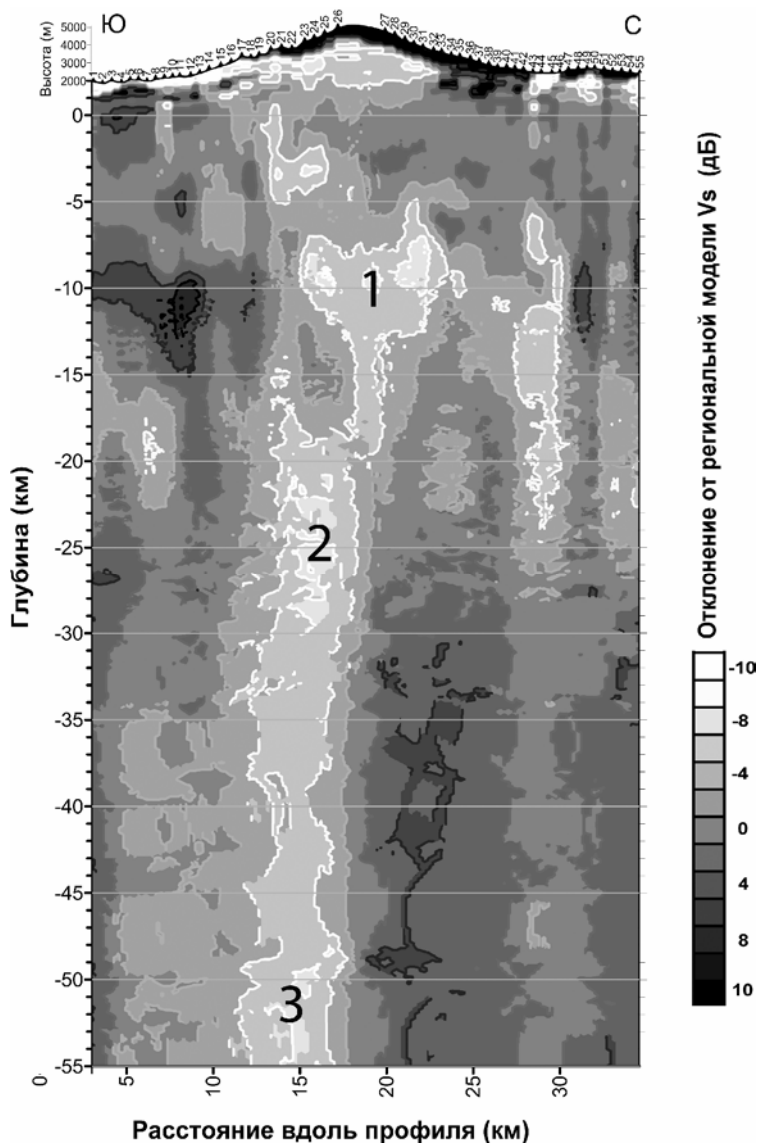


Рис. 2. Разрез по ММЗ вдоль профиля в децибелах отклонения от средней
сглаженной региональной скоростной модели $V_s(h)$

верного окончания разреза. Высокоскоростной слой ассоциируется с
молодыми стекловатыми вязкими дацитовыми лавами умеренно-кисло-

го состава последних фаз извержений в позднем неоплейстоцене и в голоцене (с возрастом менее 35 тыс. лет).

Подстилающий его низкоскоростной слой имеет в разрезе линзовидную форму, расположен в диапазоне абсолютных высот 1800–3800 м вблизи вершины. Низкоскоростной слой сформирован большими объемами относительно «рыхлого» пирокластического материала риодацитового и риолитового составов и связан с формированием туфовых и игнимбритовых покровов [1, 2, 6], а также лавовыми потоками дацитового состава с редкими маломощными прослоями псефитовых и агломератовых туфов средне-неоплейстоценовой фазы развития вулкана, залегающими на породах герцинского фундамента (рис. 2). Установлен их абсолютный возраст по данным К-Аг – 790 ± 70 тыс. лет и U-Pb SHRIMP методами по цирконам из фьямме игнимбритов, обнажающихся в верховьях рек Чучхур – 689 ± 30 тыс. лет и Кюкюртли – 722 ± 15 тыс. лет [1, 2].

Горизонты лав средне- и поздне-неоплейстоценовой фаз вулканической активности Эльбруса вскрыты в большом эрозионном окне, промытом ручьем Малый Азау, берущим начало у одноименного ледника. Это окно, протяженностью 1.5 км, начинается несколько ниже пикета 17 и заканчивается ниже пикета 14.

От подножия Эльбруса (пикеты 12, 13) до впадения рек Терскол и Донгуз-Орунбаксан в Баксан на глубине 3–4 км от поверхности прослеживается моноклинальное падение пород фундамента в восточном направлении под углами $30\text{--}40^\circ$ (на поверхности это породы макерской серии).

Под южным склоном горы на пикетах 20, 21 в зоне деформаций, связанной с Адылсуйский разломом запад-северо-западного простирания, выделяется узкое (шириной 300–500 м) низкоскоростное тело, проникающее в земную кору до глубины около 20 км (рис. 1, 2). Наблюдается также хорошее совпадение пересечения профиля с Малкинским разломом северо-северо-восточного простирания в районе пикетов 8–10 и узкого субвертикального участка низких скоростей в разрезе до глубины 5–6 км от поверхности.

Ярко выраженная низкоскоростная вертикальная структура на разрезе северного склона горы в районе пикетов 42–44 соответствует зоне погребенного под молодыми отложениями Пшекиш-Тырныаузского глубинного разлома (рис. 1). Выявленная низкоскоростная линейная протяженная аномалия проникает в недра вертикально и располагается на глубине 5–25 км н.у.м., но в таком виде она не достигает поверхности. На глубинах около 2 км н.у.м. и около 0 км, а также в близповерхностных горизонтах зона разлома проявляется в виде небольших верти-

кальных линз и изометричного в сечении тела низкоскоростного вещества (рис. 2).

Таким образом, на глубинном разрезе ясно проявились зоны основных разломов, включая, Пшекиш-Тырныаузский региональный разлом, а также вулканические очаг и две камеры Эльбруса. Последнее свидетельствует в пользу того, что Эльбрус на настоящем этапе является потенциально активным, «уснувшим» вулканом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-10083-К) и программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Богатилов О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В. и др. Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные её последствия // Глобальные изменения природной среды. Мин. науки и технологий РФ. РАН. Новосибирск, 1998. С. 153–164.

2. Богатилов О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Сулержицкий Л.Д., Кошуг Д.Г. и др. Катастрофическая плейстоценовая и голоценовая активность вулканического центра Эльбрус (Северный Кавказ, Россия): события и хронология по данным ¹⁴С, ЭПР и К-Аг датирования // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 3–17.

3. Короновский Н.В. Эльбрус – действующий вулкан // Природа. 1985. № 8. С. 42–52.

4. Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатилов О.А. и др. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.

5. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Николаев А.В. Особенности глубинного строения и геологической активности горы Эльбрус и участка ущелья Эльбрус-Тырныауз по комплексу геолого-геофизических данных // ДАН. 2016, Т. 471. № 3. С. 11–14.

6. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. Плиоценовые игнимбриты Приэльбрусья и их место в истории неоген-четвертичного вулканизма Большого Кавказа (изотопно-геохронологические данные) // ДАН. 2011. Т. 436. № 2. С. 247–252.

7. Milyukov V., Rogozhin E., Gorbatiykov A., Mironov A., Myasnikov A., Stepanova M. Contemporary State of the Elbrus Volcanic Center (The Northern Caucasus) // Pure and Applied Geophysics. Springer International Publishing AG, 2017

Анализ микроэлементного состава нефтей, указание на роль глубинной компоненты

В последнее время широкое распространение получили представления о полигенном происхождении нефти. Считается установленным, что в образовании нефти велика роль как биогенных, так и глубинных компонент [4, 5 и др.]. Этот вывод носит, однако качественный характер и не указывает на величину относительного вклада разных компонент (возможно различающийся в разных нефтегазоносных бассейнах, НГБ).

Методы изотопной геохимии не позволяют в настоящее время надежно разделить приповерхностные и глубинные компоненты в составе УВ в связи с вероятным затягиванием больших масс приповерхностных осадочных пород на большие глубины. Действительно, такое вещество, оставаясь по своим характеристикам изотопически приповерхностным, по тектоническим признакам является уже глубинным (нижнекоровым или даже мантийным).

В этой связи большой интерес представляют маркеры микроэлементного (МЭ) состава нефтей, позволяющие судить об их связи с органическим веществом и разноглубинными резервуарами литосферы. Наряду и известными и широко используемыми подходами, основанными на использовании Eu метки, V/Ni и других характерных отношений, представляется возможным использовать также простой метод расчета коэффициента корреляции между логарифмами концентрации различных МЭ в нефтях и их содержанием в различных типовых породах, органическом веществе, в верхней и нижней коре. Этот подход (повидимому впервые) был реализован в [6], где была показана его информативность и хорошая робастность (в связи с использованием данных о концентрации всей совокупности химических элементов, а не данных по отдельным элементам).

Данная работа является продолжением и уточнением результатов [6]; здесь использованы данные [8] по более дифференцированному разделению континентальной коры на верхнюю, среднюю и нижнюю и более дифференцированному представлению состава органического ве-

¹ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

² Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва

Таблица. Данные по коррелированности МЭ состава нефтей с различными георезервуарами*

	Кора			Биота			
	верхняя	средняя	нижняя	растения водные	растения наземные	животные водные	животные наземные
ЗАП. СИБИРЬ [2] Шаимский б-н, 6 анализов							
среднее	0.61 ±0.03	0.58 ±0.04	0.62 ±0.02	0.63 ±0.09	0.56 ±0.09	0.55 ±0.09	0.61 ±0.06
Ср.Обский б-н, 2 анализа							
среднее	0.58 ±0.03	0.60 ±0.01	0.61 ±0.03	0.61 ±0.02	0.60 ±0.03	0.54 ±0.03	0.67 ±0.06
РОМАШКОВО [3]							
	Кора			Биота			
	верхняя	средняя	нижняя	растения водные	растения наземные	животные водные	животные наземные
Абдрахмановская пл., 6 анализов							
среднее	0.57 ±0.02	0.56 ±0.03	0.59 ±0.02	0.39 ±0.18	0.42 ±0.11	0.51 ±0.16	0.51 ±0.14
Березовская пл., 5 анализов							
среднее	0.55 ±0.02	0.57 ±0.03	0.57 ±0.02	0.48 ±0.17	0.46±0.12	0.65 ±0.16	0.60 ±0.15
Волго-Уральский НГБ, 11 анализов							
среднее	0.70 ±0.01	0.69 ±0.01	0.74 ±0.01	0.41 ±0.02	0.61 ±0.02	0.53 ±0.02	0.55 ±0.02
Разные НГБ [1]							
Днепро-Донецкий	0.54 / 37	0.51 / 36	0.58 / 37	0.45 / 26	0.37 / 29	0.54 / 24	0.37 / 28
Тимано-Печерский	0.57 / 36	0.55 / 35	0.62 / 36	0.57 / 25	0.57 / 28	0.53 / 23	0.51 / 27
Волго-Уральский	0.59 / 37	0.60 / 36	0.63 / 37	0.54 / 26	0.60 / 29	0.61 / 24	0.52 / 28
Зап-Сибирский	0.69 / 33	0.68 / 32	0.73 / 33	0.71 / 24	0.73 / 26	0.61 / 22	0.65 / 25
Вост-Сибирский	0.57 / 37	0.54 / 36	0.60 / 37	0.57 / 26	0.54 / 29	0.55 / 24	0.54 / 28

* – значение коэффициента корреляции / кол-во использованных значений логарифмов концентрации элементов

щества, с разделением его на средний состав наземных и водных растений и животных [7]. Использовать данные по химическому составу бактерий, к сожалению, не удалось, ввиду малого числа проанализирован-

ных элементов, в связи с чем соответствующие результаты оказались не представительны и потому не приводятся.

Результаты расчетов суммированы в таблице, где для ряда НГБ приведены средние значения коэффициента корреляции и число использованных значений концентраций элементов. При наличии нескольких независимых анализов дан погрешность коэффициента корреляции. Результаты расчетов в целом подтвердили выводы работы [6], а именно, тесную корреляцию состава углей и горючих и черных сланцев с составом верхней коры и наиболее тесную связь МЭ состава нефтей с химическим составом глубинных горизонтов земной коры. Новым явилось то, что наиболее тесной оказалась связь МЭ состава нефтей именно с составом нижней континентальной коры, при типично наиболее слабой связи с составом средней коры. Применительно к связи с органическим веществом в ряде случаев удастся указать тип доминирующего органического вещества, использованного при образовании нефти. Результаты расчетов, как и работы [6], подтверждают также близость МЭ состава нефтей в пределах одного НГБ, при возможно существенном различии МЭ состава нефтей в разных НГБ.

Полученные результаты весомо свидетельствуют в пользу важности связи процессов нефтегенеза с процессами, протекающими в низах континентальной коры (а возможно и в верхней мантии).

Литература

1. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Геохимические особенности нефти различных регионов и возможный источник металлов в ней // ДАН. 2008. Т. 422. № 1. С. 88–92.
2. Иванов К.С., Ронкин Ю.Л., Федоров Ю.Н. Некоторые предварительные результаты исследований микроэлементов нефтей на примере залежей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Известия Уральского государственного горного университета. Специальный выпуск. 2005. С. 113–117.
3. Иванов К.С., Биглов К.Ш., Ерохин Ю.В. Микроэлементный состав нефтей Республики Татарстан (на примере Ромашкинского месторождения) // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2013. Вып. 8. С. 2–6.
4. Пуланова С.А. О полигенной природе источника микроэлементов нефтей // Геохимия. 2004. № 8. С. 893–907.
5. Родкин М.В. Происхождение нефти: старый спор – новые аргументы // Наука России. 2004. № 5. С. 29–33.

6. Родкин М.В., Д.В.Рундквист, Пунанова С.А. Об относительной роли нижнекоровых верхнекоровых процессов в формировании микроэлементного состава нефтей // Геохимия. 2016. № 11. С. 1025–1031.

7. Bowen H.J.M. Trace elements in biochemistry. Academic Press, 1966. 241 p.

8. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // The Crust. V. 3. Elsevier, 2003. 64 p.

Т.В. Романюк^{1, 2, 3}, Н.Б. Кузнецов^{2, 3, 4}, Е.А. Белоусова⁴

Поздневендское Волынское внутриплитное магматическое событие – источник пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы?

Происхождение прослоев пепловых туфов в разрезах верхнего венда беломорской и уральской окраин Восточно-Европейской платформы (**ВЕП**) традиционно связывается с вулканизмом Урала и Тимана [3]. Однако по мере накопления датировок цирконов из пепловых прослоев такая трактовка становилась все более дискуссионной. А именно: все датировки (включая представленную новую) укладываются в довольно узкий временной интервал $\sim(570 \div 547$ млн лет). При этом, в настоящее время уже надежно установлено, что магматическая активность в пределах орогена Протоуралид-Тиманид продолжалась в течение почти 200 млн лет от ~ 750 до ~ 500 млн лет (около 200 определений, базу данных см. в [13]).

Известно [1], что прослои туфов в верхневендских толщах прослеживаются через всю **ВЕП** вплоть до Волынской вулканической провинции (**ВВП**). Здесь внутри мощной вендской толщи, которая трактуется как отложения пассивной окраины, выделяется своеобразный вулканоседиментационный комплекс – волынская серия (мощность ~ 500 м [15 и ссылки там]), содержащий потоки базальтов, риодацитов и риолитов, а также пачки кислых туфов [5, 8]. Ранее в [13] уже высказывалось предположение о том, что формирование вулканогенно-осадочных горизонтов венда на **ВЕП** и ее окраинах обусловлено вулканизмом **ВВП**. Полу-

¹ Институт Физики Земли РАН, Москва, t.romanyuk@mail.ru

² Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва

³ Геологический институт РАН, Москва, kouznikbor@mail.ru

⁴ Университет Маквори / центр CCFS/GEMOK, Сидней, Австралия

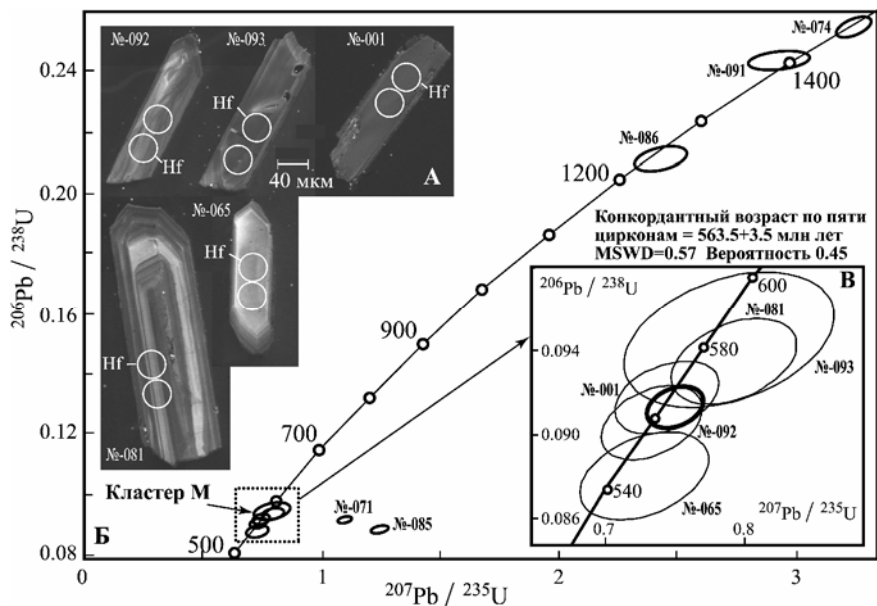


Рис. 1. Результаты изучения цирконов из пробы K10-161.

А – катодно-люминисцентные изображения зерен циркона кластера **М**. Белые кружки – точки выстрела лазерным лучом; Б – конкордия и эллипсы 95% доверительного интервала измерений; В – увеличенный фрагмент конкордии с результатами для 5 зерен кластера **М** (жирный овал – наилучшая оценка возраста кластера **М**)

ченные недавно оценки U/Pb-изотопных возрастов пород **ВВП** по циркону показали: для базальтов – 573 ± 14 млн лет и риодацитов – 571 ± 13 млн лет [15], а также риолитов – 551 ± 4 и 558 ± 8 млн лет [10]. Таким образом, время проявления магматизма в пределах **ВВП** ($575 \div 550$ млн лет) и U/Pb датировки циркона из пепловых прослоев венда на уральской и беломорской периферии **ВЕП** ($570 \div 547$ млн лет) фактически совпадают.

Нами изучены цирконы из пеплового прослоя в разрезе сыльвицкой серии верхнего венда на западе Среднего Урала (рис. 1). Помимо U/Pb возрастов цирконов для 5 наиболее молодых туфогенных зерен (кластер **М** – средний возраст 563.5 ± 3.5 млн лет) получены данные по содержаниям элементов-примесей в этих цирконах и их Lu/Hf-изотопной системе, что позволяет оценивать тип пород-источников цирконов и модельный возраст субстрата (рис. 2). Анализ содержаний элементов-примесей в цирконах кластера **М** (алгоритм CART2000 [9]) материнскими для всех 5 кристаллов наиболее вероятно были гранитоиды с содержаниями $\text{SiO}_2 \sim 70 \div 75\%$ (важнейший критерий: $\text{Yb} > 501$ г/т). Hf-изо-

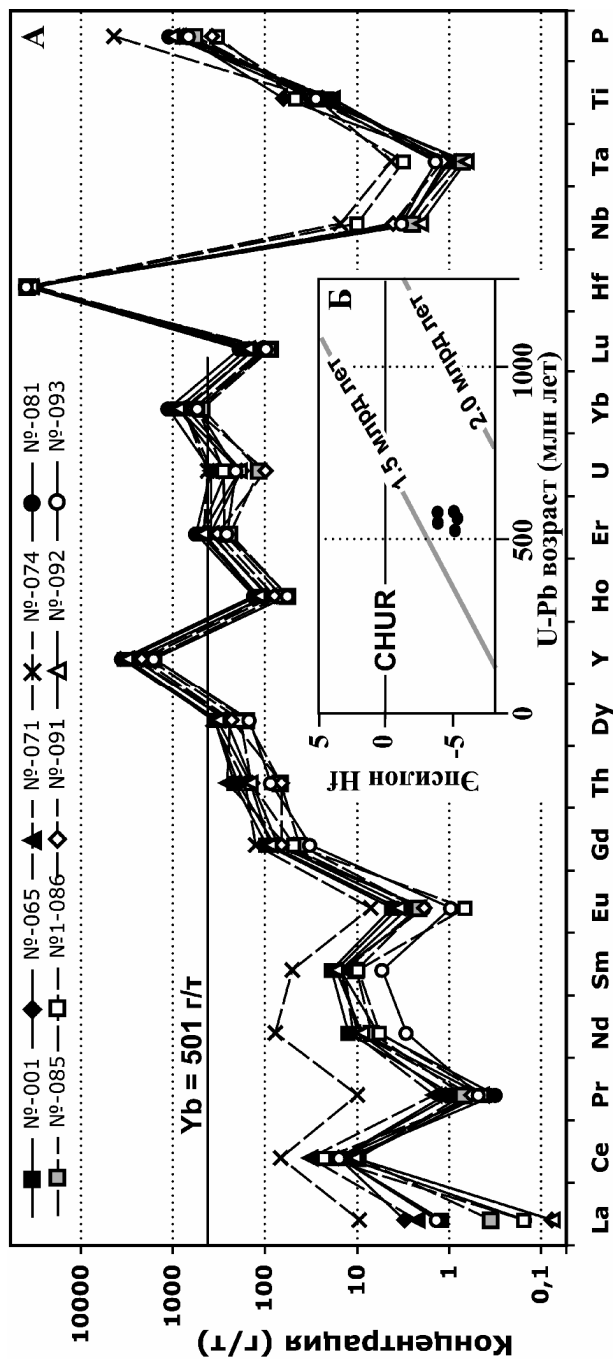


Рис. 2. Распределение содержаний элементов-примесей в цирконах из пробы K10-161 (А) и – диаграмма «U/Pb-изотопный возраст – Эпсилон Hf (ϵ_{Hf})» (Б) цирконов кластера М

топная систематика цирконов кластера **М** характеризуется узкими диапазонами ϵ_{Hf} ($-3.49 \div -4.81$) и значениями модельного возраста корового субстрата T_{DM}^{C} ($1.67 \div 1.75$ млрд лет). Однотипность трех характеристик (возраст, Hf-изотопия и тип пород-источников) цирконов кластера **М** позволяет предполагать их единый источник.

Эти данные дают качественно новые дополнительные аргументы в пользу того, что формирование вулканогенно-осадочных горизонтов венда на **ВЕП** и ее окраинах обусловлено вулканизмом **ВВП**. Отрицательные значения ϵ_{Hf} и древние T_{DM}^{C} свидетельствуют о присутствии в субстрате источника цирконов заметной доли корового изотопно-зрелого материала. Все вместе дает основание предположить, что цирконы кластера **М** являются скорее продуктом кремнекислой составляющей бимодального внутриплитного, нежели островодужного магматизма, так как для последнего характерен менее кремнекислый состав пород и более ювенильные характеристики магмогенерирующего субстрата. Имеющиеся оценки Sm/Nd модельного возраста субстрата **ВВП** – $1.5 \div 1.7$ млрд лет [15] сопоставимы с $T_{\text{DM}}^{\text{C}} \sim 1.71$ млрд лет цирконов кластера **М**.

Сбор материалов по геологии ВЕП и ее обрамлений проведен в соответствии с планами исследований Лаборатории «Фундаментальных и прикладных проблем тектонофизики» ИФЗ РАН. Полевые работы на западе Среднего Урала проведены в соответствии с планами исследований по теме гос. задания №0135-2016-000 лаборатории «Геодинамики позднего докембрия и фанерозоя» ГИН РАН. Выделение цирконов и подготовка их к исследованиям проведена за счет средств гранта РФФИ № 16-05-00259. Аналитические исследования и обработка их результатов выполнены за счет средств РНФ (14-27-00058) и МОН РФ (№ 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН), соответственно.

Литература

1. Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты Валдайской серии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 3. С. 635–638.
2. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
3. Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями) / Ред. Ю.Р. Беккер. М-б 1: 2500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
4. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения

циркона из туфов сыльвицкой серии (Западный склон среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской Платформы // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 86–90.

5. Кузьменкова О.Ф. Петрография магматических пород трапповой формации венда Беларуси // Літасфера. 2007. № 2. С. 81–95.

6. Рослякова Е.П., Есинов П.М., Белковский Р.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист О-40-XVI. 1966.

7. Снитко Г.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Лист О-40-XVI. 2011. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ.

8. Шумлянський Л.В., Носова А.А. Вік литосферного джерела вендських траппів Волини // Доп. НАН України. 2008. № 1. С. 115–118.

9. Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element compositions as indicators of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. N 5. P. 602–622.

10. Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydeowska M., Vidal G., Claesson S. Numerical ages of volcanic rocks and the earliest fauna zone within the Late Precambrian of east Poland // J. Geol. Soc. 1995. V. 152. P. 599–611.

11. Iglesia-Llanos M.P., Tait J.A., Popov V., Abalmasova A. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: an alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic–Early Palaeozoic // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 240. P. 732–747.

12. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.

13. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S., Romanyuk T.V. New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea region, East-European craton): unraveling the timing of the onset of the Arctica-Baltica collision // Intern. Geol. Review. 2014. V. 56. N 16. P. 1945–1963.

14. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precam. Res. 2013. V. 236. P. 16–30.

15. Shumlyanskyy L., Nosova A., Billstrom K., Soderlund U., Andreasson P.-G., Kuzmenkova O. The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant // Geologiska Foreningen. 2016. V. 138. Is. 1. P. 1–14.

О триасовом магматизме на южной окраине Лавразии: результаты сравнения данных по детритным цирконам из пород Горного Крыма

Триасово-юрские отложения Горного Крыма рассматривали как осадочные комплексы, сформированные в задуговом бассейне, который был образован в результате отделения блока континентальной коры (Эвксиния) от южной окраины Лавразии (Скифская плита) [6]. В работе [4] предложена новая концепция, согласно которой задуговой бассейн образуется только в байосе, причем не между Эвксинией и Скифской плитой, а между последней и энсиматической островной дугой, а более древние триасово-юрские породы Горного Крыма (таврическая серия) накапливались непосредственно на северной окраине океана Палеотетис. Общепринято, что литосфера Палеотетиса в мезозое субдуцировала под южную окраину Лавразии, однако прямых тому свидетельств в виде триасовых интрузий или эффузивов в Причерноморье не найдено. Тем не менее породы таврической серии Горного Крыма [4], также, как и ее аналоги в Понтидах [5], содержат многочисленные детритные цирконы триасового возраста, что считается косвенным свидетельством конвергенции литосферы Палеотетиса под Лавразию и существования окраины андийского типа.

Правомерность концепции без Эвксинии необходимо тестировать. Наши результаты изучения U-Pb и Lu-Hf изотопных систематик, а также содержаний элементов-примесей в детритных цирконах из юрских отложений Горного Крыма позволяют уточнить эпизодичность и некоторые характеристики мезозойского магматизма в регионе. Кроме того, интересная информация о положении триасового и юрского фронтов магматизма на южной окраине Лавразии получена при сравнении спектров возрастов детритных цирконов из опробованных к настоящему времени пород Горного Крыма [3, 1].

В Горном Крыму известны грубообломочные толщи, которые могут быть отнесены к различным стратиграфическим уровням от аалена до берриаса, для некоторых из них получены результаты изучения детрит-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Россия

³ Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

⁴ Университет Маквори / центр GEMOK, Сидней, Австралия

ных цирконов. Мы изучили детритные цирконы из проб песчаников верхнеюрских грубообломочных толщ гор Демерджи и Спилия [1]. Ранее были получены результаты изучения детритных цирконов из грубообломочных пород битакской свиты, относимой к аалену [1]. Кроме того, известна статистика возрастов детритных цирконов из синтетического набора пород от средней юры до неогена [3]. Отметим, что юрские грубообломочные толщи, представленные конгломератами с редкими прослоями песчаников мощностью в сотни метров, являются прямым свидетельством существования поднятия в области сноса, которое далее назовем Киммерийским орогеном.

Мезозойский магматизм в изученных нами пробах представлен позднеюрскими и ранне-среднетриасовыми цирконами. Изучение Lu-Hf изотопных систем показало, что триасовый магматизм был связан с плавлением коры при участии ювенильного мантийного источника (надхондритовые величины ϵ_{Hf}), что характерно для надсубдукционных обстановок. По составу примесных элементов в цирконах установлено, что триасовые магматические комплексы были представлены гранитами и диоритами в подчиненном количестве. Позднеюрский эпизод магматизма был связан с плавлением изотопно-зрелой коры (подхондритовые величины ϵ_{Hf}), модельный возраст которой не моложе мезопротерозоя. Для этой фазы магматизма установлен субщелочной состав родительских пород цирконов, который, по-видимому, является следствием андерплейтинга коры в основании Киммерийского орогена. Юрский эпизод магматизма свидетельствует о продолжающейся в это время тектонической активности. Тем временем байосский магматизм в изученных пробах не представлен ни одним зерном.

В различных пробах из грубообломочных пород Горного Крыма триасовые пики на кривых плотности вероятности возрастов детритных цирконов не совпадают. В пробе песчаников г. Демерджи выделяется два пика на отметках 225 и 255 млн лет, в пробе из песчаников г. Спилия – два пика на отметках 219 и 243 млн лет, а в пробе из Битакских конгломератов – на отметках 221 и 236 млн лет. Несовпадение пиков триасового магматизма в перечисленных пробах, указывает на то, что цирконы этого возраста попадали в юрские грубообломочные толщи не только в результате переотложения пород таврической серии, но непосредственно из участвовавших в структуре Киммерийского орогена триасовых магматических пород. Это утверждение основано на допущении, что в процессе транспортировки и многократного переотложения триасовых зерен циркона во флишевых отложениях таврической серии должно было происходить их эффективное смешение. Дальнейшее перемешивание триасовых цирконов должно было произойти при

рециклировании материала таврической серии в средне- и позднеюрских породах, что привело бы к формированию идентичных спектров возрастов триасовых цирконов во всех более молодых породах. Результат седиментационного смешения рециклированных продуктов триасового магматизма наглядно демонстрирует сводная статистика возрастов детритных цирконов юрско-неогеновых пород Горного Крыма [3], на которой пик магматической активности приходится на начало триаса (247 млн лет), а затем наблюдается постепенный спад магматической активности к раннеюрскому времени.

Как сказано выше, различие спектров триасового магматизма в грубообломочных отложениях, поступавших с Киммерийского орогена, указывает на непосредственное присутствие разновозрастных триасовых магматических образований в области сноса. Учитывая их надсубдукционную природу, мы полагаем, что Киммерийский ороген возник в связи с конвергенцией литосферы Палеотетиса под южную окраину Лавразии, и представлял собой аккреционное надсубдукционное горное сооружение андийского типа. Начало надсубдукционного магматизма приходится, однако, не на триас, а на позднюю пермь, поскольку позднепермские цирконы в изученных нами пробах образуют с триасовыми единую популяцию, со схожими Lu-Hf характеристиками и концентрациями примесных элементов.

Отсутствие среднеюрских цирконов в пробах верхнеюрских пород не может быть случайностью и означает, что Киммерийский ороген в среднеюрское время оставался амагматичным. Это обстоятельство хорошо согласуется с предположением о перескоке магматического фронта к югу с образованием энсиматической островной дуги и подтверждает тем самым «новую» концепцию эволюции мезозойского осадочного бассейна Горного Крыма.

Синтез материалов по геологии Крымско-Кавказского региона и других районов Причерноморья проведены в соответствии с планами исследований по теме гос.задания №0135-2016-0004 лаборатории «Седиментологии и геохимии осадочных бассейнов» ГИН РАН, а также – планами фундаментальных исследований Лаборатории «Фундаментальных и прикладных проблем тектонофизики» ИФЗ РАН. Полевые исследования и сбор и обработка каменного материала, а также – обработка результатов лабораторных исследований проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-08767). Лабораторные исследования выполнены в Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems/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).

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Рудько С.В., Белоусова Е.А. Кадомиды в структуре западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 146–152.

2. Никишин А. М., Габдуллин Р. Р., Махатадзе Г. В., Худoley А. К., Рубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4: Геол. 2016. № 6. С. 20–27.

3. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S. A. (eds.) Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. V.428.

4. Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // Intern. Geology Review. 2015. V.57. Is. 5-8. P. 1051-1076 DOI: 10.1080/00206814.2015.1010609.

5. Ustaömer P.A., Ustaömer T., Robertson A.H.F., Gerdes A. Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey // Intern. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch). 2016. V. 105. P. 7–38. DOI: 10.1007/s00531-015-1225-8.

6. Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 181–211.

Девон в метаморфическом ареале Спасского антиклинория Центрального Казахстана (Матакский блок) и проблема присутствия в структуре докембрия

Широтная ветвь Девонского вулканического пояса и сопряженные структуры демонстрируют фрагмент палеозональности активной континентальной окраины андского типа [7]. К югу от пояса, сложенного вулканогенными толщами нижнего–среднего девона, сформированными преимущественно в наземной обстановке [1, 3], распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, формирование которых связывается с прибрежно-морскими обстановками во фронтальной части вулканического пояса. Разрез, в котором заметный объем занимают тефроида, представлен саумалкольской свитой (D_1) и карасорской серией (D_{2-3}) [1, 5]. Толщи слагают Карасорский синклиниорий на северо-востоке и Спасский антиклинорий на юго-западе. Южнее протягивается Нуринский синклиниорий – реликт преддугового флишевого прогиба, заполненного терригенными толщами силура–девона [6, 12].

В Спасском антиклинории в 150–200 км к востоку от Караганды выделяется Матакский блок, в котором вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев [8, 9]. Породы рассланцованы и смяты в складки нескольких генераций, ранние из которых представлены лежащими складками северной вергентности. Возраст комплекса дискуссионный. Он рассматривался, как девонский [10], или как докембрийский и раннепалеозойский [8, 11]. В результате проведенных исследований в нижней и средней частях разреза комплекса обнаружены девонские органические остатки.

Матакский блок обнажается в ядре антиформы, осложненной нормальными разломами (рисунок). С севера он отделен Байдаулет-Карасорским левым сдвигом от неметаморфизованных девонских вулканогенно-осадочных комплексов Карасорского синклинория. На юго-востоке блок разломом отделяется от терригенных девонских толщ Нуринского синклинория. На южном крыле антиформы на Матакский блок надвинуты неметаморфизованные вулканогенно-осадочные породы карасорской серии (D_{2-3}). Комплексы Матакского блока и смежных структур

¹ Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия

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

³ ТОО «Центргеолсъемка», Караганда, Республика Казахстан

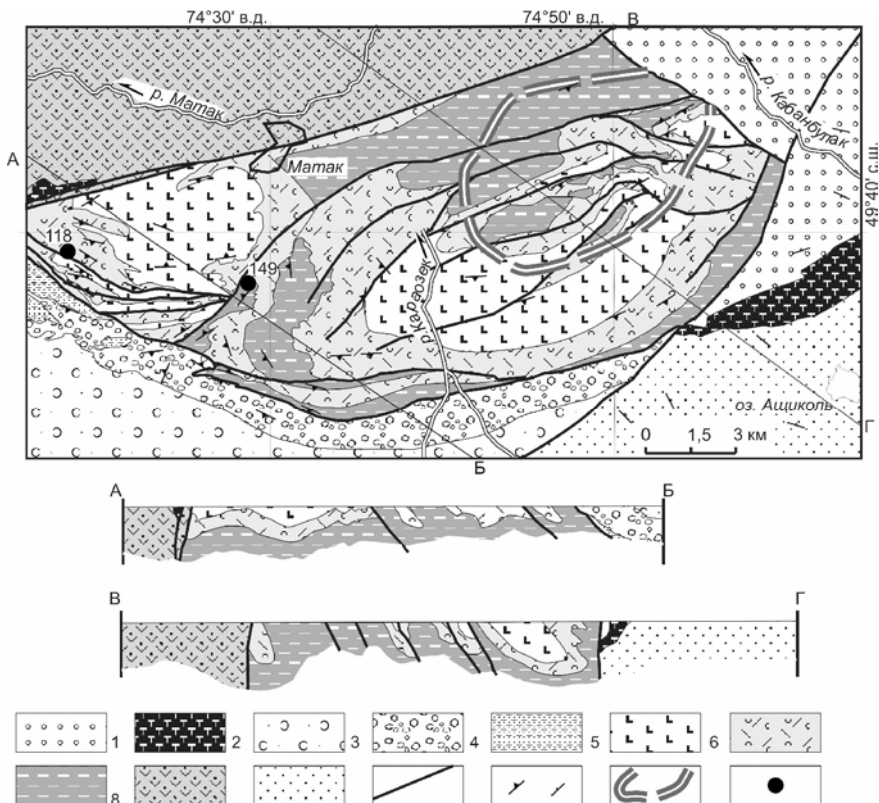


Рисунок. Схема геологического строения Матакского блока, составлено с использованием [8]

1, 2 – пермская система, нижний отдел: 1 – балатундыкская свита, конгломераты, песчаники, алевролиты, 2 – кызылкинская свита, туфы трахириолитов, трахидаци-
тов, трахиандезитов, трахиандезибазальты и их туфы; 3–10 – девонская система: 3 –
ордабайская свита (D_{2-3}), песчаники, туффиты, тефроида кислого состава, 4, 5 –
жандарская свита (D_{2-3}): 4 – верхняя толща, туфогенные конгломераты, песчаники,
туфы андезитов и дацитов, 5 – нижняя толща, песчаники, алевролиты, базальты, 6–9 –
матакская серия (D_{1-2}): 6 – верхняя толща (D_2), порфириды среднего и основного
состава и их туфы (стратиграфический аналог нижней толщи жандарской свиты), 7,
8 – саумалкольская свита (D_1): 7 – средняя толща, тефроида кислого состава, ри-
олиты, дациты, железо-марганцевые руды, 8 – нижняя толща, базальты, туфы риолит-
ов, известняки, углеродистые сланцы, железистые микрокварциты, 9 – саумал-
кольская и жандарская свиты нерасчлененные, 10 – биотарская свита (D_{1-2}), песча-
ники, алевролиты, аргиллиты, туффиты; 11 – тектонические контакты; 12 – элемен-
ты залегания сланцеватости (а), слоистости (б); 13 – контур ареала метаморфизма
кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации фации зеленых сланцев; 14 – точки на-
ходок органических остатков и их номера

тур несогласно перекрываются терригенными и вулканогенными толщами нижней перми [1, 3]. В видимом основании разреза блока (матакской серии) нижняя толща (более 1000 м) представлена переслаивающимися базальтами, туфами риолитов, известняками, углеродистыми сланцами, железистыми микрокварцитами. В средней толще (около 500 м) преобладают тефроиды кислого состава, риолиты, дациты, с горизонтом железо-марганцевых руд. Среди тефроидов присутствуют кристаллокластические разности грубопесчаной размерности. Отмечаются горизонты туфогенных конгломератов и кремнистых туффитов. Верхняя часть видимого разреза (около 1200 м) представлена толщей переслаивающихся порфиритов среднего и основного состава и их туфов.

Из известняков нижней толщи (точка 149) растворением выделены чешуи акантодовых рыб, расцвет которых приходится на венлок. По мнению А. Иванова (Ленинградский ГИ), представленные формы скорее характерны для девона. В кремнистых туффитах средней толщи в одних и тех же образцах (точка 118) обнаружен обильный детрит конодонтов и граптолитов. Среди конодонтов В.А. Аристовым (ГИН РАН) определены распространенные с девона *Ictiodus* sp. Найденные граптолиты плохой сохранности. С учетом того, что последние монограптиды вымерли в лохкове, средняя толща, скорее всего, отвечает лохкову. Нижняя толща, по-видимому, также относится к низам девона, но не исключено, что нижняя часть ее разреза силурийская. Нижняя и средняя толщи коррелируются с выделяемой в Карасорском синклинии нижнедевонской саумалкольской свитой, а верхняя с нижней частью жандарской свиты среднего–верхнего девона [5].

Видимое основание разреза Карасорского синклиория и Спасского антиклиория представлено байдаулетовской свитой (O_{2-3}), в разрезе которой преобладают базальтовые и андезибазальтовые пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы с линзами известняков [14].

На территории Матакского блока и за его пределами в структуре Спасского антиклиория повсеместно проявлен метаморфизм серицит-альбит-хлорит-эпидотовой субфации фации зеленых сланцев. В восточной части блока породы метаморфизованы в кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации [8]. Местами в кварцитах отмечаетсяgrossуляр-альмандин-спессартиновый гранат.

Считается, что интенсивные дислокации в структуре района были проявлены с конца визе до среднего карбона [13]. При этом были образованы складки разных типов, включая складки-покровы, складки расплющивания и течения. В породах широко проявлена смятая в складки сланцеватость, линейность. Валуну и гальки в конгломератах вытяну-

ты, или расплющены. Вулканогенные породы превращены в порфиroidы и порфиroidиты.

Вулканиды Матакского блока принадлежат к последовательно дифференцированной от базальтов до риолитов известково-щелочной серии. Локально распространены трахиандезиты и трахидациты. Спектры распределения РЗЭ слабо фракционированы $((La/Yb)_n=0.8-1$, редко до 4.9. Мультиэлементные спектры демонстрируют четкие Ta-Nb минимумы. На дискриминантных диаграммах точки составов попадают в поля островодужных пород. Состав пород определяется первичным положением комплекса во фронтальной части окраинно-континентального надсубдукционного вулканического пояса [7].

Полученные данные не дают оснований для выделения в разрезе Матакского блока докембрия. Матакский блок представляет собой часть Карасорской зоны, включающей в себя Карасорский синклинорий и Спасский антиклинорий. Байдаулетовская свита (O_{2-3}), находящаяся в видимом основании разреза этих структур, представляет фрагмент внутриокеанической Байдаулет-Акбастауской островодужной системы [2], для которой можно предполагать меланократовый фундамент. Причленение дуги к континентальной окраине произошло в конце позднего ордовика.

Локальный метаморфизм наложен на девонские (и силурийские?) породы и связан, по-видимому, с финальной стадией развития активной континентальной окраины в первой половине карбона. На этой стадии также широко проявлены дислокации и гранитоидный магматизм. Причем гранитоиды раннекаменноугольных массивов рассланцованы, как и породы рамы [1]. Не исключено, что метаморфизм и эксгумация метаморфических пород Матакского блока происходили по сценарию метаморфических ядер кордильерского типа.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0135-2016-0009 Геологического института РАН и поддержана грантом РНФ № 14-27-00058.

Литература

1. Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Сизачева Н.Н., Щеголева Л.А. Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Ц. Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 242–258.

2. Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 288 с.

3. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. и др. Зональность, сегментированность и палеогединамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Геотектоника. 2000. № 4. С. 32–43.
4. Курчавов А.М., Мейен С.В. Пермские отложения Карасорского прогиба (Ц. Казахстан). Мат-лы по геологии Ц.Казахстана, Т.Х, Изд-во Моск. ун-та, 1971. С. 417–427.
5. Пославская И.А., Мигдисов С.А. Вулканогенно-осадочные образования средне-верхнедевонского возраста района оз.Карасор // Вопросы геол. Ц. Казахстана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. С. 336–346.
6. Пославская И.А., Ушатинская Г.Т. Литология и условия накопления нижнего девона Нурина синклинория // Проблемы геологии Ц. Казахстана. Кн. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. С. 58–68.
7. Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // ДАН. 1999. Т. 369. № 5. С. 659–663.
8. Сигачева Н.Н. Строение метаморфических толщ центральной части Спасского антиклинория (Ц. Казахстан) // Вестн. МГУ. 1979. № I. С. 103–105.
9. Сигачева Н.Н. Геология метаморфических комплексов Спасского антиклинория варисцид Центрального Казахстана. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 24 с.
10. Суворов А.И., Самыгин С.Г. Матакский тектонический покров в Ц. Казахстане // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. № I. С. 180–183.
11. Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000 / Под ред. А.А. Абдулина, Ю.А. Зайцева. М.: МГУ, 1976.
12. Четверикова Н.П. и др. Стратиграфия нижнего девона Нурина синклинория и положение границы нижнего–среднего девона в Ц. Казахстане // Бюлл. МОИП. 1981. Т. 56. Вып. 3. С. 60–72.
13. Читалин А.Ф. Позднепалеозойская структура восточной части Спасского антиклинория и его обрамления (Ц.Казахстан) // Вестн. МГУ. Сер. 4. геол. 1983. С. 26–35.
14. Читалин А.Ф. К стратиграфии ордовика Спасского антиклинория (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 2. С. 55–63.

Дайковый «штрих-код» Кольско-Мурманской провинции: новые данные для палеотектонических реконструкций восточной Фенноскандии в раннем докембрии

Определение времени раскола континентального блока, открытия океанического бассейна и продолжительности его существования – самые сложные вопросы в палеотектонических реконструкциях. Для фанерозойских циклов решение этих вопросов проводится с использованием датирования пород океанического дна, магнитостратиграфии, биостратиграфии и других прямых методов исследований. Для докембрия большинство этих методов не применимо, и вопросы времени открытия и продолжительности существования океанов обсуждаются с привлечением данных по офиолитам, индикаторным осадочным и магматическим комплексам пассивных окраин. Важный компонент палеотектонических реконструкций – корреляция эндогенных событий. Этот подход часто основан на сравнительном анализе дайковых «штрих-кодов», которые фиксируют историю внутриплитной активности в пределах древних континентальных блоков [1]. В докладе будут обсуждаться палеопротерозойские дайковые «штрих-коды» Кольско-Мурманского и Карельского блоков и их значение для палеотектонических реконструкций в восточной Фенноскандии.

Восточная Фенноскандия включает неоархейские Кольско-Мурманскую (КМП) и Карельскую провинции (КП), разделенные палеопротерозойским (1.98–1.85 млрд лет) Лапландско-Кольским коллизионным орогеном [2]. Новые геохронологические, геохимические и изотопные данные для роев мафических даек и силлов с возрастом 2.50–1.86 млрд лет в Кольско-Мурманской провинции и сравнение их с данными для Карельской провинции позволяют получить информацию о времени существования Лапландско-Кольского океана, который предшествовал Лапландско-Кольскому орогену. В КМП широко распространены ма-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

² Институт геологии КарНЦ РАН

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁴ ЦИИ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского

фические дайки нескольких возрастных групп, каждая из которых является компонентом (фрагментом) крупных магматических провинций.

Событие 2500 млн лет (крупная магматическая провинция Mistassini [1]) проявилось в формировании дайковых роев и расслоенных интрузий в КМП и даек с возрастом около 2.5 млрд лет в КП.

Мафические дайки и силлы с возрастом 2400 млн лет в КМП образуют две группы высокомагнезиальных и низкомагнезиальных толеитов. Вместе с долеритовыми дайками 2405 млн лет [3] и коматиитами Ветреного пояса [4] в КП они, вероятно, были компонентом единой крупной магматической провинции.

Дайки с возрастом 2060 млн лет фиксируются в северо-западной части КМП и, вероятно, являются отголоском локального магматического события, проявленного в северо-западной части КП, в центральной Лапландии [5].

Возрастом около 1980 млн лет на севере КМП датированы дайки низко магнезиальных толеитов с плюмовыми характеристиками. Их возрастными аналогами, возможно, являются ферропикритовые дайки с возрастом около 1940 млн лет [6], которые рассеяны по территории севера КМП, имеют геохимические характеристики OIB и могут рассматриваться как продукты плавления глубокозалегающего мантийного источника. Этот эпизод магматизма является частью события с возрастом около 2.0 млрд лет, охватившей всю восточную Фенноскандию и наиболее ярко проявленного в Печенгской и Онежской структурах [7].

Силлы и дайки 1860 млн лет представлены низкотитанистыми толеитами, обогащенными LREE. Мафические породы этого возраста еще не были обнаружены в других частях Фенноскандии. Они могут быть соотнесены с провинцией Циркум Сьюпириор [8].

Согласно имеющимся геохронологическим данным, в КМП устанавливается временной разрыв в магматических событиях в интервале 2.4–2.0 млрд лет (рисунок). В КП в этом интервале времени известны масштабные проявления внутриплитного магматизма на рубежах 2.31, 2.21 и 2.13 млрд лет [5, 8–11] (рисунок). Эти различия могут отражать пространственную разобщенность литосферных блоков КП и КМП в период времени 2.40–2.06 млрд лет, вероятно, за счет их разделения обширным Лапландско-Кольским океаном.

Выявление палеопротерозойского дайкового роя 2500 млн лет Кольско-Мурманской провинции подтверждает положение этого фрагмента архейской литосферы в предложенной ранее конфигурации неоархейского суперкратона Сьюпериа [1]. Кроме того, присутствие на северо-западе Кольско-Мурманской провинции даек и силлов 2400 млн лет служит дополнительным свидетельством в пользу возможного участия в суперкратоне Сьюпериа кратонов Йилгарн и Зимбабве [3, 11].

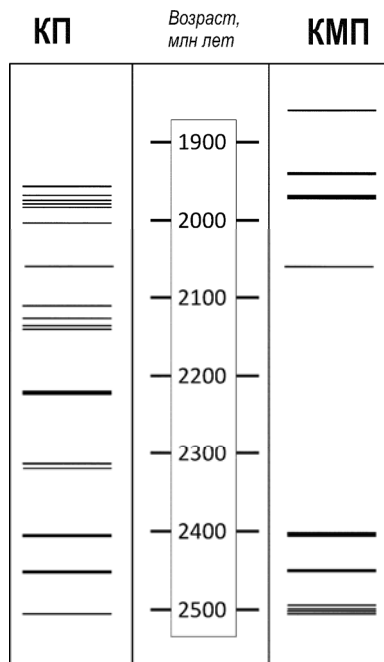


Рисунок. Возрасты базитов в Карельской (КП) и Кольско-Мурманской (КМП) провинциях Фенноскандинавского щита. Составлено с использованием авторских и литературных [5, 8–12] данных

Исследование поддержано Российским Научным Фондом, грант 16-17-10260.

Литература

1. Bleeker W., Ernst R.E. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga // Hanski E. et al. (eds.). Dyke swarms – time markers of crustal evolution. 2006. Rotterdam. P. 3–26.
2. Daly J.S., Balagansky V.V. et al. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.). European Lithosphere Dynamics // Geol. Soc. London. Memoir. 2006. V.32. P. 579–598.
3. Степанова А.В., Сальникова Е.Б. и др. Дайки долеритов 2405 млн лет – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции на Карельском кратоне // ДАН. 2017. Т. 472. № 2. С. 185–191.

4. *Puchtel I., Touboul M. et al.* Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 180. P. 227–255.

5. *Vuollo J., Huhma H.* Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // *Lehtinen M., Nurmi P., Ramo T. (eds.). Precambrian Geology of Finland: Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. 2005. Elsevier. P. 195–236.

6. *Скуфьин П.К., Баянова Т.Б.* Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро – верлитовым комплексом (Кольский полуостров) // *Петрология*. 2006. Т. 14. С. 649–669.

6. *Puchtel I.S., Arndt N.T. et al.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 130. P. 134–153.

7. *Ciborowski T.J.R., Minifie M.J. et al.* A mantle plume origin for the Palaeoproterozoic Circum-Superior Large Igneous Province // *Precam. Res.* 2017. V. 294. P. 189–213.

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

9. *Stepanova A.V., Salnikova E.B. et al.* The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian craton, eastern Fennoscandian shield: U-Pb age, source characteristics and implication to the breakup processes // *Precam. Res.* 2015. V. 259. P. 43–57.

10. *Samsonov A.V., Stepanova A.V. et al.* Mafic dyke records of Paleoproterozoic mantle plume activity in the Karelian craton: U-Pb baddeleyite/zircon geochronology and Sr-Nd isotopic data // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. 2016. Vol. 90. Supp.1. Abstract of the Seventh International Dyke Conference, “Dyke Swarms: Keys to Paleogeographic Reconstruction”. P. 118–119.

11. *Pisarevsky S.A., De Waele B. et al.* Paleomagnetism and U-Pb age of the 2.4 Ga Erayinia mafic dykes in the south-western Yilgarn, Western Australia: Paleogeographic and geodynamic implications // *Precam. Res.* 2015. V. 259. P. 222–231.

12. *Федотов Ж.А., Баянова Т.Б., Серов П.А.* Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона, Фенноскандинавский щит // *Геотектоника*. 2012. № 6. С. 29–45.

Современная геодинамика Калининградской области

В настоящее время, достаточно большое внимание уделяется проблеме прогноза землетрясений, в том числе и на платформенных территориях. Это обусловлено тем, что на платформах, как на наиболее стабильных в тектоническом отношении структурах, размещаются объекты повышенной значимости. Соответственно, для того, чтобы понять, в каком месте может произойти землетрясение, важно попытаться установить механизм, которая вызывает эту сейсмичность, т.е. определить напряженное состояние изучаемого региона.

Анализ современного напряженного состояния Калининградской области достаточно актуален, так как на ней проявлена сейсмичность. Наиболее крупные землетрясения произошли 21.09.2004 с магнитудами $M_w = 4.8$.

Определение новейшего напряженного состояния проводилось в несколько этапов: 1) построение структурно-геоморфологической схемы и выявление основных «ослабленных» зон; 2) построение 3D-геодинамической модели в программе RMS, используя данные космической геодезии и карту поверхности фундамента; 3) сравнение распределения зон возможного "разломообразования", полученного в результате компьютерного моделирования, и плотностей "слабых" зон, установленных геоморфологическими методами.

В качестве исходных материалов были использованы: 1) схема структуры поверхности кристаллического фундамента западных районов Русской платформы [1], 2) карта соотношения линейных приповерхностных активных и погребенных активизированных верхнекоровых структур [5], 3) расширенный сводный каталог землетрясений Калининградской области и сопредельных территорий [5] с дополнением новых данных, 4) цифровая модель рельефа Aster с разрешением 1 arc-секунда.

Метод построения структурно-геоморфологической карты известен уже достаточно давно [2]. В его основе лежит выделение "слабых" зон рельефа по эрозионной сети. В нашей работе мы решили скорректировать имеющиеся схемы на данную территорию и проверить, может ли часть из выделенных нами "слабых" зон являться разрывными нарушениями. В результате дешифрирования удалось выявить более 200 слабых зон, протяженностью от первых километров до 300–400 километров. Подавляющее большинство из них ориентированы в северо-запад-

¹ Российский фонд фундаментальных исследований, Москва, Россия

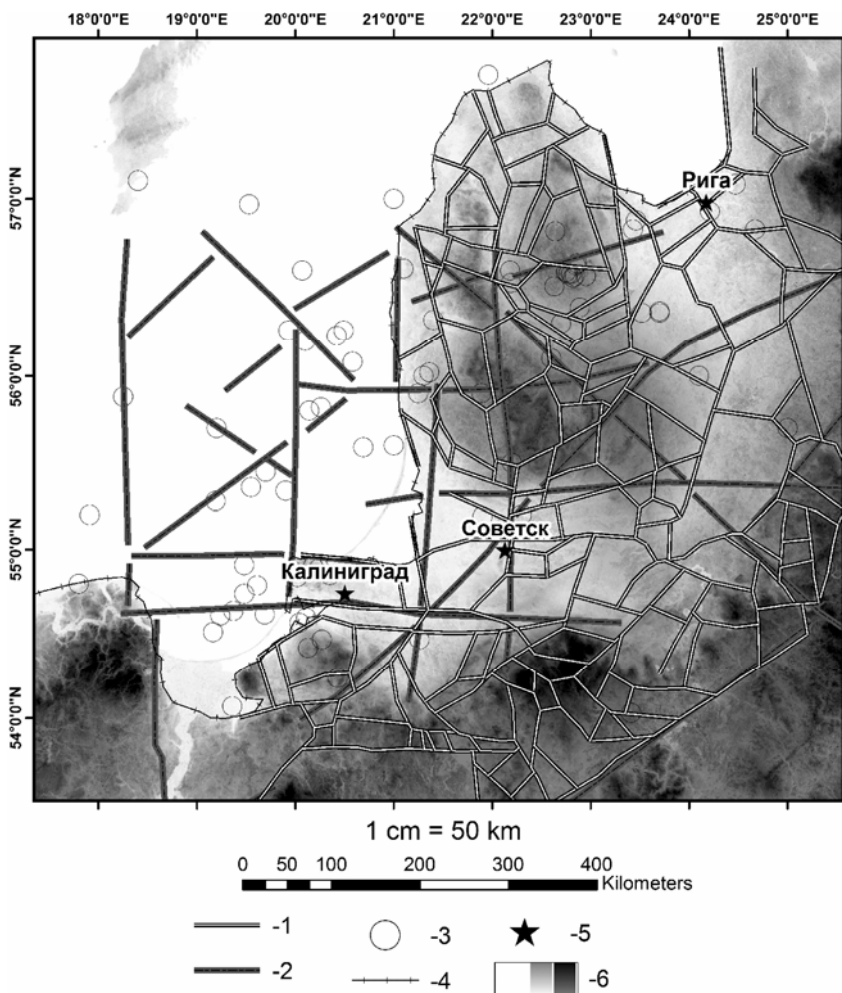


Рис. 1. Карта фактического материала района Калининградской области и сопредельных территорий. 1 – "слабые" зоны; 2 – предполагаемы активные разрывные нарушения в фундаменте [5]; 3 – землетрясения; 4 – береговая линия; 5 – населенные пункты; 6 – рельеф местности (светлые цвета соответствуют наиболее низкому рельефу, черные – высокому)

ном и северо-восточном направлениях, но встречаются "слабые" зоны и субмеридиональной и субширотной ориентировки (рис. 1). Некоторые "слабые" зоны наследуют более глубинные структуры. Одна из них совпадает с разломной зоной, установленной Е.А. Рогожиным [3, 4],

протягивающейся в субширотном направлении от Калининградского залива. В работе были выделены линейные структуры северо-западного и северо-восточного простираения достаточно большой протяженности, которых не было у предшественников.

Для построения геодинамической модели были отобраны наиболее протяженные структуры, которые были подгружены в программный пакет RMS. На этом этапе была построена трехмерная геодинамическая модель Калининградской области. Решение фокального механизма очага землетрясения с $M_w = 4.8$ в 2004 г. и данные о перемещении стационарных GPS-станций послужили основой для определения ориентировки оси максимального сжатия (Аз. пр. оси 330–345° с углом падения, близким к 0°). Очаг данного события располагался на глубине в 20 км, т.е. непосредственно в кристаллическом фундаменте платформы. В результате моделирования было установлено, что для землетрясений, чей гипоцентр располагается в пределах фундамента на глубинах до 20 км, такой тип напряженного состояния является возможным, т.к. более 50% сейсмических событий попадают в зоны возможного "разломообразования". По результатам проделанной работы были выделены 3 зоны возможных очагов землетрясений (ВОЗ) в фундаменте (рис. 2). Это две ортогональные зоны, по которым возможная максимальная магнитуда оценивается в 4, и северо-западная, с максимальной магнитудой в 6. Длина субмеридиональной (Береговая) зоны составляет 490 км, а ширина – 115 км; субшротная (Южно-Калининградская) зона имеет длину 555 км при ширине в 70 км; северо-западная (Калининградская) зона ВОЗ 520 км по протяженности и в ширину до 150 км.

Для платформенного чехла, в котором проявляется сейсмичность, определен тип напряженного состояния, который отличается от напряженного состояния фундамента. Исходя из предположения, что чехол деформируется пассивно относительно фундамента, был задан следующий тип напряженного состояния: растяжение, с ориентировкой оси растяжения в 330–345°. Это предположение имеет право на существование, так как при данном поле напряжений, почти все землетрясения, произошедшие как на материковой, так и на шельфовой части исследуемого региона, попадают в область возможного "разломообразования". Как и в случае с фундаментом, было выделены 4 зоны ВОЗ (рис. 2): Вильнюсская, ориентированная в северо-западном направлении, длиной почти в 290 км и шириной до 90 км, с максимально возможной магнитудой 3; Советско-Балтийская зона ВОЗ с максимальной магнитудой 4, так же ориентирована в северо-западном направлении (длина – 645 км, ширина – до 185 км); Рижско-Советская, вытянутая в северо-восточном направлении, с максимальной магнитудой 3.5, длиной 400 км

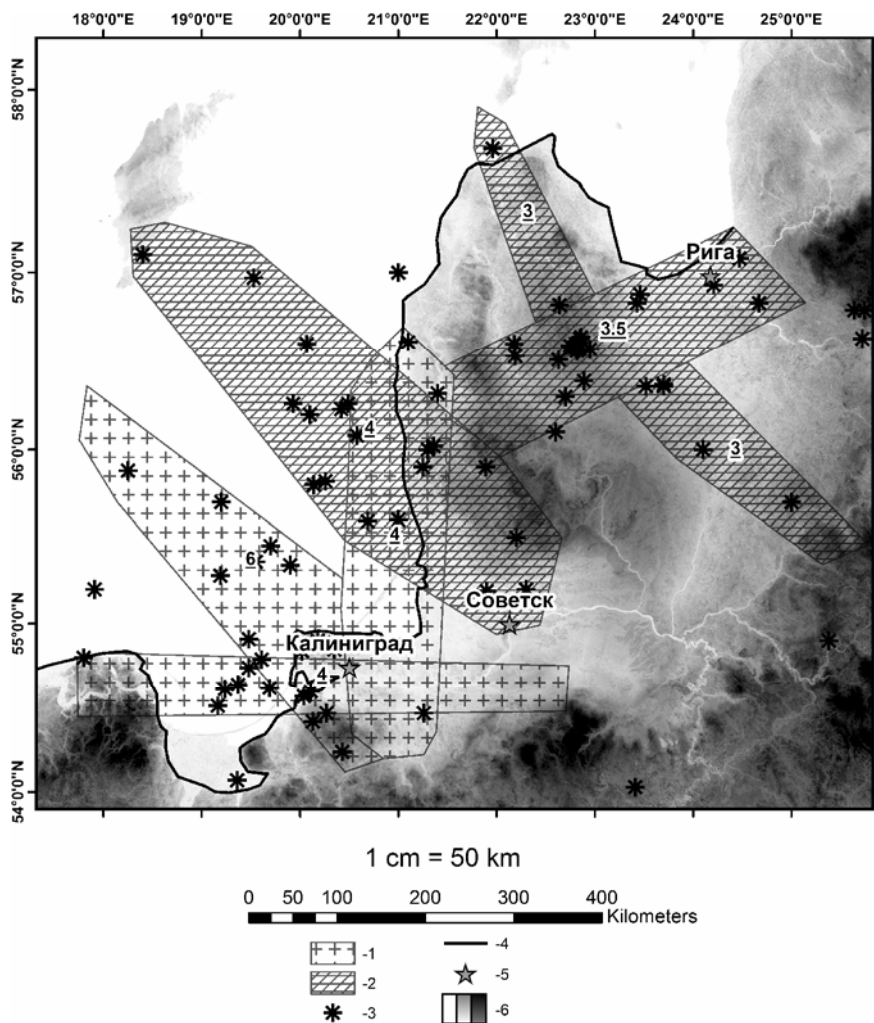


Рис. 2. Карта зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) Калининградской области и сопредельных территорий. 1 – зоны ВОЗ, выделенные в фундаменте (цифра внутри зоны – максимальная магнитуда в данной зоне); 2 – зоны ВОЗ, выделенные в осадочном чехле (цифра внутри зоны – максимальная магнитуда в данной зоне); 3 – землетрясения; 4 – береговая линия; 5 – населенные пункты; 6 – рельеф местности (светлые цвета соответствуют наиболее низкому рельефу, черные - высокому)

и шириной до 350 км; Рижская зона ВОЗ, вытянутая в северо-северо-западном направлении, длиной 215 км и шириной 65 км, с максимальной магнитудой 3. Кроме этого, наблюдается сходство между зонами "разломообразования" в чехле и плотностью "слабых" зон.

По результатам данной работы можно сделать следующие выводы: 1) современный рельеф частично наследует более древний структурный план фундамента; 2) напряженное состояние фундамента в данном регионе представлено сдвиговым полем напряжения, с ориентировкой оси максимального сжатия в 330° ; 3) напряженное состояние в чехле платформы – растяжение, с ориентировкой оси максимального растяжения в 330° ; 4) выделены области возможной сейсмической активности на разных глубинах.

Литература

1. Закашанский М.С. О нефтепоисковых работах в Калининградской области // Геология нефти и газа. 1963. № 2. С. 42–44.
2. Костенко Н.П. Геоморфология: учебник. М.: Издательство МГУ, 1999. 379 с.
3. Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. М.: ИФЗ РАН, 2012. 338 с.
4. Рогожин Е.А. Сейсмотектоническая позиция очагов Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 года с $M_w = 4.6$ и 4.8 , $I_0 = 6$ и $6-7$ (запад России) / Под ред. О.В. Старовойт и др. Землетрясения Северной Евразии в 2004 году. Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 364–369.
5. Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Р.Е. Айзберг и др. М.: "Книга и Бизнес", 2009. 288 с.

Особенности напряженно-деформированного состояния горных пород в различных геоструктурных зонах севера Азии

Различными методами изучения тектонических напряжений выявлены особенности напряженного состояния в разных геоструктурных зонах северной Азии. На Западно-Сибирской (ЗСП) и Восточно-Сибирской платформах реконструкция неотектонических напряжений производилась структурно-геоморфологическим методом [5]. На исследованной части обеих платформ установлены сдвиговые тектонические напряжения I ранга. Субмеридиональная ориентировка оси сжатия и субширотная – оси растяжения на ЗСП подтверждены данными интерпретации результатов профилирования сейсмикой 3D. Ориентировка неотектонических напряжений на севере ЗСП обусловлена влиянием спрединга в Арктике [6], что, согласно исследованиям Немченко и др. (1999), повлияло на генезис газа в гигантских месторождениях на севере платформы.

На Восточно-Сибирской платформе в пределах Байкитской антеклизы, Иркинсево-Чадобецкого палеорифта [7] восстановлены субмеридиональные оси сжатия и субширотные – оси растяжения I-го ранга. Неотектонические напряжения Оленекского поднятия, восстановленные Н.А. Гордеевым (2016 г.), показали радиально расходящиеся от свода субгоризонтальные оси сжатия и, соответственно, концентрически ориентированные оси растяжения. Возможно, такое распределение ориентировок осей главных нормальных напряжений свидетельствует о локальном внутриплатформенном источнике тектонических сил, действующих с протерозоя и обуславливающих устойчивое поднятие этой структуры на протяжении всего фанерозоя. Особо нестабильные ориентировки осей сжатия восстановлены в Вилуйской синеклизе, которая занимает относительно Восточно-Сибирской платформы особое положение: структура сформирована на дугообразном изгибе в теле платформы, выгнутой на ЮЗ и подчеркнутой складчатыми структурами мезозойского Верхоянского орогенного пояса. С юго-запада навстречу этой дуге по В.Е. Хайну (2001), картируется «вершина Байкало-Патомского входящего угла Центрально-Азиатского подвижного пояса». Специфика структуры предопределила изменчивость ориентировок осей

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

² Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

сжатия преимущественно ССВ и СВ простираения на СЗ от Сунтарского свода. На восток от Оленекского поднятия и вдоль северо-восточной границы Виллойской синеклизы ориентировки осей сжатия обусловлены, вероятнее всего, влиянием новейшего Верхоянского орогена на развитие структур Восточно-Сибирской платформы.

В складчатых областях Северо-Западного Кавказа, Северного Тянь-Шаня и Сахалина напряженно-деформированное состояние исследовалось комплексом методов, включавших кинематический [1], катакластический [4], структурно-геоморфологический [5] и др., которые базируются на анализе геологических индикаторов тектонических напряжений. Такой анализ дает возможность определять основные характеристики напряженно-деформированного состояния и получать информацию не только об ориентации осей главных нормальных напряжений, но также о типе напряженного состояния и геодинамической обстановке.

На Кавказе восстановлены сдвиговые тектонические напряжения I ранга [2] с субмеридиональной ориентировкой оси сжатия, ориентированной в целом нормально к осям крупных складок. На СЗ Кавказа преобладают обстановки горизонтального сжатия и горизонтального сдвига с ССВ и СВ сжатием. При переходе к структурам Керченско-Таманского прогиба, поперечным по отношению к основному складчатому сооружению ЗСЗ простираения, происходит смена геодинамических обстановок на обстановку горизонтального растяжения с крутым погружением осей максимального сжатия ССЗ ориентировки. Установленная ориентировка систем отрывов и сколовых трещин, образующих закономерные структурные парагенезы, указывает на удлинение западного окончания Большого Кавказа в СЗ-ЮВ направлении в процессе квазипластического течения пород вдоль оси складчатого сооружения [3]. Оно происходило длительное время, о чем свидетельствует как многофазность минерального заполнения отрывов, так и выявление локальных стресс-состояний в неогеновых отложениях с СЗ-ЮВ ориентировкой осей девиаторного растяжения. Впервые для небольшого участка подсчитана величина удлинения в СЗ-ЮВ направлении, размер которого вполне сопоставим в процентном соотношении с величиной, ранее рассчитанной Ф.Л. Яковлевым (2008), горизонтального сокращения в ЮЗ-СВ направлении на этом участке.

На Северном Тянь-Шане в результате тектонофизических исследований получены данные о значительном разнообразии как преобладающих ориентировок осей главных напряжений, так и геодинамических типов напряженного состояния. Это согласуется с данными натурных измерений в горных выработках и с результатами реконструкций современных напряжений по сейсмологическим данным. В большинст-

ве точек наблюдения устанавливаются закономерные парагенезы тектонической трещиноватости, свидетельствующие как минимум о двух этапах деформирования, в отдельных случаях подтвержденные пересечениями одних структур другими. Методом катакlastического анализа [4] в ряде точек также реконструировано по два локальных стресс-состояния. При этом главные оси напряжений этих этапов деформации часто имеют сильное расхождение по направлению (вплоть до взаимно перпендикулярного); тип напряженного состояния для разных этапов также изменяется. Сопоставление полученных данных с результатами реконструкции по сейсмологическим данным, а также результатами реконструкции по молодым (кайнозойским) отложениям свидетельствует о современном и новейшем поле напряжений. Новейший этап деформирования в большей части точек наблюдения характеризуется субмеридиональной (ССЗ) и субгоризонтальной ориентацией оси максимального сжатия и близким к широтному положением пологой оси девиаторного растяжения, что соответствует геодинамическому режиму горизонтального сдвига. Области с обстановкой горизонтального сжатия с субвертикальным положением оси девиаторного растяжения имеют подчиненное значение. Геодинамический тип напряженного состояния на новейшем этапе закономерно изменяется от предгорий, где он характеризуется режимом горизонтального растяжения, к режимам горизонтального сдвига и сжатия в горной части.

На Сахалине установлено неотектоническое сдвиговое поле напряжений с меридиональной осью растяжения и широтной – сжатия [8]. Для Северного и Центрального Сахалина реконструкция тектонических напряжений произведена структурно-геоморфологическим методом [5], а для Южного Сахалина – кинематическим методом [1]. На большей части Сахалина современное поле напряжений по механизмам очагов также сдвигового типа за исключением Южного Сахалина со взбросовым современным полем напряжений. Проведенные исследования ставят под сомнение взгляды о повсеместной смене сдвигового режима складчатого этапа на взбросовый на орогенном этапе, датируемом в 1.8 млн лет.

Выводы. На севере Азии доминируют сдвиговые тектонические напряжения как на платформах, так и в орогенных областях.

В складчатых областях локальные стресс-состояния характеризуются значительной изменчивостью, при этом на СЗ Кавказе изменчивость ориентировок осей главных нормальных напряжений локальных стресс-состояний менее контрастная в отличие от Северного Тянь-Шаня с резкой изменчивостью ориентировок этих осей. Это обусловлено участием в строении Северного Тянь-Шаня множества блоков, в строении кото-

рых принимают участие отложения с протерозоя до кайнозоя. В них часто сохраняются следы разноэтапных деформаций, которые осложняют анализ неотектонического поля напряжений.

На платформенных структурах установлено вероятное влияние тектонических процессов в структурах обрамления – спрединга в Арктическом бассейне, орогенеза в Верхоянском хребте. Неотектонические напряжения на Сахалине обусловлены влиянием процессов перемещения крупнейших литосферных плит, а на Кавказе и Северном Тянь-Шане тектонические напряжения не противоречат общепринятым моделям перемещения Аравийской и Индийской плит.

Литература

1. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
2. *Короновский Н.В., Сим Л.А. и др.* Новейшие и современные поля тектонических напряжений Кавказа и сейсмичность. Вестн. МГУ. Сер. 4. геол. 1996. № 2. С. 3–14.
3. *Маринин А.В., Сим Л.А.* Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника. 2015. № 5. С. 62–77.
4. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука, 2007. 406 с.
5. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.
6. *Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.В.* Новейшая тектоника и неотектонические напряжения севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала // Бюлл. МОИП. 2007. № 6. С. 3–10.
7. *Сим Л.А., Постников А.В., Постникова О.В., Пошибаев В.В.* Влияние новейшей геодинамики на газоносность Иркинеево-Чадобецкого рифтогенного прогиба // Экспозиция нефть газ. 2016. № 6 (52). С. 8–12.
8. *Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В., Савичев П.А.* Неотектоника и тектонические напряжения о. Сахалин // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. Вып. 1. С. 181–202.

**Относительные движения крупных кинематически
однородных блоков Северо-Американской платформы
по данным анализа сетей ГНСС**

Определение относительных и абсолютных движений и выделение дискретных кинематически однородных блоков или областей в геодинамически стабильных регионах, таких как платформы, зачастую представляют собой нетривиальную задачу, так как скорости таких движений значительно, часто в разы, ниже, чем в геодинамически активных регионах. При этом они часто достигают значений, близких к величинам ошибок измерений, что требует повышенных требований к сетям ГНСС, на основе которых производится определения движений земной поверхности. В данном исследовании для анализа была выбрана сеть станций опорных станций ГНСС, поддерживаемых Международной Службой Глобальных Навигационных Систем (IGS). В пределах Североамериканской платформы, где количество станций IGS более трехсот, и это самая плотная сеть референчных станций IGS в пределах платформ в мире (www.igs.org, http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/2005/ITRF2005_files.php). Данные станции являются опорными для международной референтной сети ITRF2005, поэтому проблемы, связанные с выбором координатной системы, снимаются автоматически и ошибки при пересчете, возникающие при объединении сетей, исключаются. Тем не менее, даже эту сеть невозможно считать абсолютно однородной. Достаточно плотная в пределах США, в более северных районах, в Канаде – в пределах Чита, сеть довольно разрежена.

В результате анализа поля скоростей данной сети в пределах Североамериканской платформы с применением разработанных нами ранее методик [1] удалось уверенно выделить 4 кинематически однородных блока.

Два из них, хотя и разнесены в пространстве, но имеют один и тот же полюс вращения с координатами 89.7 з.д., 1.8 ю.ш. Это наиболее крупный блок, который условно можно назвать блоком центральной части Североамериканской платформы, охватывающий практически всю территорию платформы к западу от рек Миссисипи и Огайо и к югу от границы Канады и США (рисунок). Полюс вращения для этого блока находится в той же области, в которой большинством исследова-

¹ Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Университет «Дубна», г. Дубна, Московская область, Россия

телей [2–4, и др.] определяется полюс вращения для всей Северо-Американской платформы.

Тот же полюс вращения имеет консолидированный кинематически однородный кластер, условно названный нами блоком штата Мэн, расположенный вдоль восточного побережья США в пределах штатов Коннектикут, Массачусетс, Нью Гемпшир и Мэн, а также провинции Нью Брансуик Канады. Этот блок попадает в области с выраженным гляциоизостатическим поднятием. Можно предположить, что выделение этого кинематически однородного кластера при анализе может быть связано с погрешностями определения векторов скорости, однако следует отметить, что границы этого блока можно достаточно уверенно ассоциировать с хорошо выделяемыми линейными элементами рельефа. На севере это залив св. Лаврентия, а на западе хорошо выделенная линейная долина р. Гудзон и продолжающая ее на север впадина оз. Шамплейн.

Между описанными выше блоками выделяется достаточно крупный блок, объединяющий пространство, занимаемое практически всеми штатами восточного побережья США к западу от рек Миссисипи, Огайо и Великих озер, условно названный нами блоком Восточного побережья (рисунок). Полюс вращения этого блока находится значительно южнее: 89.7 з.д., 20.95 ю.ш. Граница между данным блоком, и блоком центральной части Северо-Американской платформы можно провести по линейной зоне, проходящей через спрямленный участок долины реки Миссисипи северо-восточного простираения в ее среднем течении (вдоль Рилфутской рифтовой зоны), и уходящей дальше к северо-востоку, к озерам Эри, Онтарио и далее к заливу св. Лаврентия, имеющему то же простираение. К этой зоне приурочены две линейно вытянутых зоны повышенной сейсмичности, одна из которых, по данным каталога сейсмичности Геологической службы США за 2000–2012 годы (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) приурочена к заливу св. Лаврентия, а вторая простирается вдоль спрямленной части долины Миссисипи в районе слияния с рекой Онтарио (известная Нью-Мадридская сейсмическая зона). К данной зоне приурочено, в частности, и катастрофическое Нью-Мадридское землетрясение 1812 года. Косвенным подтверждением существования и активности выделяемой зоны можно считать то, при Нью-Мадридского землетрясении 1812-го года в Бостоне, расположенном в штате Массачусетс, самопроизвольно звонили колокола.

Важно отметить, что выделяемые нами блоки и границы между ними вероятнее всего имеют тектоническую природу и выделяются независимо от того, находятся ли области в пределах зоны с активной гля-

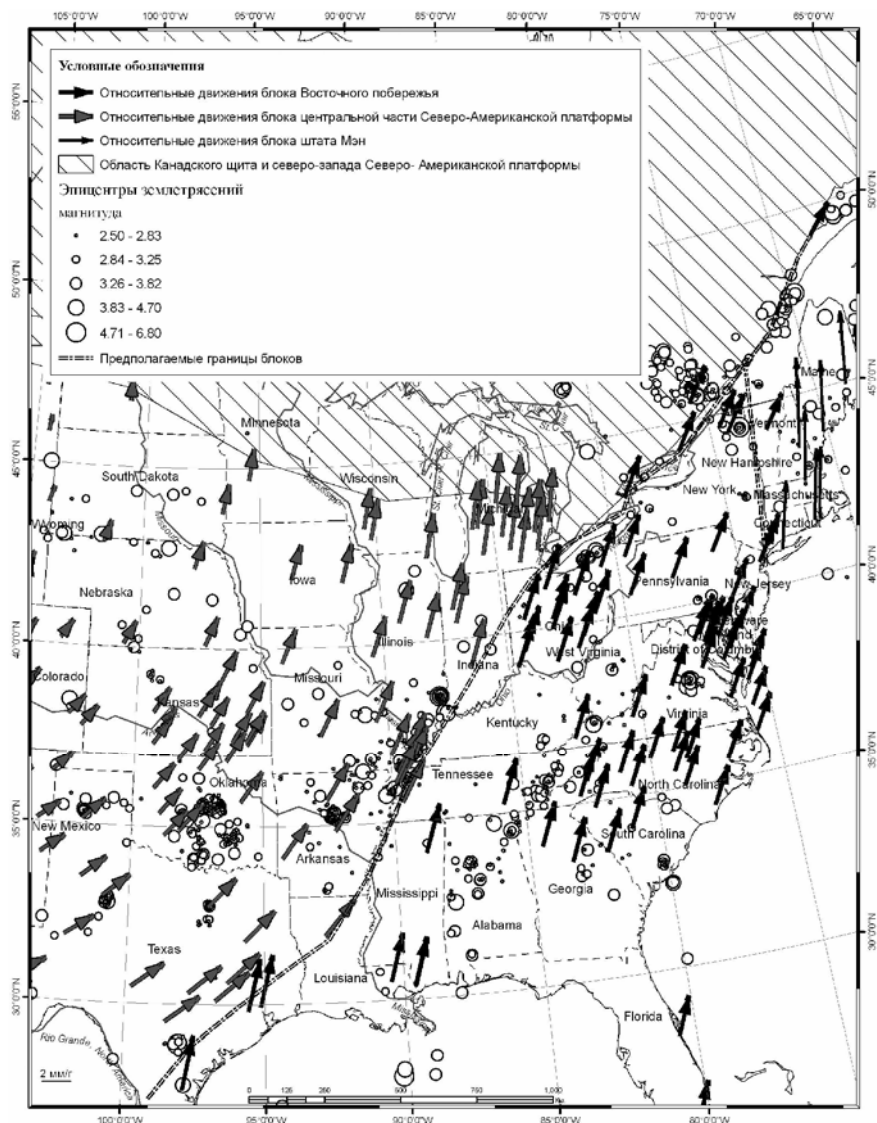


Рисунок. Движения кинематически однородных блоков Северо-Американской платформы относительно Канадского щита

циозостазией, или вне ее. Граница между блоком центральной части Северо-Американской платформы и блоком Восточного побережья,

скорее всего, является отражением современной активности вдоль Рилфутской рифтовой системы и ее продолжении на северо-восток.

Последним консолидированным кинематически однородным блоком, выделившимся при заданных параметрах кластеризации, можно назвать обширное пространство, занимающее почти всю Канаду и северную часть штата Мичиган, условно названным нами областью Канадского щита и северо-запада Северо-Американской платформы. Данный блок целиком расположен в области активного гляциоизостатического поднятия. Охарактеризован данный блок плохо вследствие низкой плотности сети базовых станций в нем. По той же причине представляется достаточно затруднительным сколько-нибудь точно определить его южную границу. Полюс его вращения расположен к северо-востоку от полюса описанного ранее блока, и имеет координаты 82.41 з.д., 16.14 ю.ш.

Относительные движения выделенных кинематически однородных блоков (рисунок) были рассчитаны через их угловые скорости и координаты эйлеровых полюсов (т.е. вектор угловой скорости) в глобальной геоцентрической системе координат с последующим переходом в локальную топоцентрическую систему координат [1].

Все движения (рисунок) были рассчитаны относительно Канадского щита. Блоки Восточного побережья и центральной части Северо-Американской платформы движутся к северу со скоростями около 4 мм/год. Относительно друг друга данные блоки испытывают вращение так, что по их границе на юге, в пределах штата Техас происходят взбросо-сдвиговые смещения, в центре, в районе Нью-Мадридской зоны, слабые правосдвиговые смещения, а на севере, в штатах Индиана и Огайо – сдвиго-раздвиговые перемещения с преобладанием раздвиговой компоненты. По границе между Блоком Канадского щита и блоком Восточного побережья в районе озер Эри и Онтарио и р. Ниагара происходят сдвиго-взбросовые перемещения. На границе между блоком Восточного побережья и блоком штата Мэн можно отметить сдвиго-взбросовые перемещения с преобладанием левосдвиговой компоненты, т.к. сам этот блок движется относительно Канадского щита на север, а блок Восточного побережья на север-северо-запад, и с меньшей скоростью.

Литература

1. Захаров В.С., Симонов Д.А. Анализ современных дискретных движений блоков земной коры геодинамически активных областей по данным GPS // Вестн. Моск. ун-та, Сер. 4. Геол. 2010. № 3. С. 25–31.

2. Altamimi Z., Sillard P., Boucher C. ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. B10. 2214. doi:10.1029/2001JB000561.

3. Beavan J., Tregoning P., Bevis M., Kato T., Meertens C. Motion and rigidity of the Pacific Plate and implications for plate boundary deformation // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. N B10. P.2261. doi:10.1029/ 2001JB000282.

4. Marquez-Azua B., DeMets C. Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. N B9. doi:10.1029/2002JB002241.

С.Г. Сколотнев¹

Разномасштабная сегментация медленноспрединговых срединно-океанических хребтов и ее возможные причины (на примере Центральной и Южной Атлантики)

На значительной части пространства Центральной и Южной Атлантики сегментация осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) осуществляется посредством непрерывного чередования спрединговых ячеек протяженностью 20–110 км (чаще 40–60 км), имеющих закономерные вариации строения коры, состава базальтов, рельефа и структуры дна вдоль своей оси. Спрединговые ячейки смещены друг относительно друга по трансформным разломам и нетрансформным смещениям и имеют независимую историю спрединга, проявляющуюся в различной асимметрии спрединга [8]. В дистальных частях ячеек рифтовые долины более глубокие и широкие, а мощность коры (2–3 км против 6 км) существенно меньше по сравнению с их центрами [9, 12]. Рифтовые долины на большем протяжении сложены базальтами, образующими 2-й слой океанической коры, сменяющийся вниз 3-м слоем, сложенным преимущественно габброидами. Дистальные части ячеек имеют хаотичное строение и сложены серпентинизированными перидотитами и габброидами при подчиненной роли базальтов [7]. В центре спрединговой ячейки плавление происходит на меньших глубинах при больших степенях частичного плавления, поэтому базальты здесь характеризуются повышенными концентрациями CaO и SiO₂ и пониженными – Na₂O, TiO₂ и FeO [11]. В основной части ячейки 3-й слой обра-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

зован троктолитами и оливиновыми габбро при подчиненной роли габбро, которые формируются в мелких, эпизодически возникающих магматических камерах. В дистальных частях ячеек плутонические комплексы образованы породами, образующими дифференцированную серию от троктолитов до плагiogранитов при преобладающей роли габбро, формирование которых происходит в крупных и долгоживущих камерах, изолированных среди серпентинизированных ультрабазитов [2].

Представления о фокусированном характере подосевого апвеллинга мантии в медленносрединговых хребтах, реализуемого через подъем диапиров астеносферной мантии [10], наиболее приняты.

Среди спрединговых ячеек выделяются аномальные разности, которые имеют в среднем большую длину (50–80 км), более высокий рельеф, поднятия высотой 500–1000 м с повышенной мощностью коры (до 7 км) [12] в центре, сложенного наряду с деплетированными также и обогащенными базальтами.

Особенности строения и состава аномальных спрединговых ячеек, а также их регулярное появление вдоль САХ позволили сформулировать концепцию о микроплюмах обогащенной мантии, имеющих средний размер 25–30 км, поднимающихся в подосевой зоне САХ и усиливающих подосевую мантийный апвеллинг в силу того, что они имеют более высокую температуру по сравнению с таковой у подосевых диапиров [1]. Предполагается, что микроплюмы связаны с восходящей ветвью вертикальных цилиндрических конвективных ячеек, диаметр которых в разных регионах варьирует от 250 км до 450 км (в среднем около 350 км). Горизонтом, откуда могут подниматься данные микроплюмы, может являться переходная зона в подошве верхней мантии, обогащенный материал в которой может быть связан со слэбами океанической литосферы, скопившиеся в интервале глубин 410–660 км [5].

Среди аномальных спрединговых ячеек выделяются плюмовые ячейки, встречающиеся вблизи плюмов глубинной мантии, которые в сравнении с другими аномальными ячейками имеют большие мощность коры (до 10 км в центре ячейки), высоту рельефа в целом и высоту осевых поднятий (до 2000 м), длину (60–110 км). Обогащенные базальты в этом случае распространены на протяжении всей ячейки.

Концепция микроплюмов обогащенной мантии приводит к тому, что основным способом влияния плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга, является увеличение мощности микроплюмов за счет добавления к нему тепла и вещества плюмов. В ряду плюмов данного региона: Св. Елены, Сьерра Леоне, Ресечер, – возрастает интенсивность этого влияния, которая зависит от размера, стадии эволюции и положения плюма относительно осевой зоны САХ.

Микроплюмы, поднимающиеся в районах влияния плюмов, формируют вдольосевые потоки микроплюмового материала протяженностью до 170 км, испытывающего плавление по ходу движения.

Плюмовые ячейки являются центрами областей, для которых по данным сейсмической томографии свойственны аномалии пониженных скоростей в слое 0–100 км [4]. Распределение этих областей с повышенной температурой верхней мантии вдоль оси САХ носит регулярный характер: от о. Буве и до о. Исландия расстояния между их центрами варьируют в пределах: 1800–2200 км, в среднем около 2000 км.

Таким образом, вариации состава, геохимии и изотопии базальтов и габброидов, строения и мощности коры и тектонического строения океанического дна подчиняются закономерностям, определяющим их регулярный характер. Регулярность проявляется на значительной площади осевой и гребневой зон Центральной части Атлантики на трех масштабных уровнях: это непрерывное чередование спрединговых ячеек средней длиной 40–60 км, отражающее подъемы диапиров астеносферной мантии; подъемы микроплюмов обогащенной мантии, следующие в среднем через 350 км вдоль оси САХ; и появление с периодичностью около 2000 км областей максимального влияния плюмов глубинной мантии на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга.

В двух районах изученной площади Атлантики, бывших пограничными с поздно расколовшимся Экваториальным блоком Гондваны: сегмент, ограниченный разломами Чейн – Сан Паулу, на юге и сегмент, ограниченный разломами Архангельского – Богданова, на севере, регулярные вариации состава и строения коры двух низших порядков нарушаются. В силу длительного контакта океанской мантии этих районов с холодной континентальной литосферой произошло охлаждение первой [6], что ослабило интенсивность подосевого мантийного апвеллинга, свидетельством чего является наиболее низкий осевой рельеф в этих районах САХ. В этих районах часто отсутствуют типичные спрединговые ячейки, вместо которых возникают сегменты межразломных хребтов и куполовидных структур.

Вулканисты пограничных районов выделяются спецификой своего состава. Наиболее ярко она проявилась в южном районе. Температурный мантийный минимум приводит к общему снижению степени частичного плавления, что вызывает широкое плавление высоконатровых базальтов [3]. Помимо них в пограничных участках широко распространены базальты, в плавлении которых участвовали блоки нижней континентальной коры и литосферной континентальной мантии, которые пассивно располагаются в конвектируемой мантии, куда попали на ранней стадии раскрытия Экваториальной Атлантики в результате текто-

нической эрозии континентальной литосферы под действием торцевых конвективных течений [1]. Благодаря им до наших дней верхняя мантия бывших пограничных областей имеет пониженную температуру.

Литература

1. *Сколотнев С.Г.* Природа многообразия вулканитов экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. 2013. Т. 4. № 1. С. 6–42. Режим доступа: <http://e-almanac.space-time.ru/assets/files/Tom>

2. *Сколотнев С.Г., Ескин А.Е.* Состав и строение 3-го слоя океанической коры в приэкваториальном сегменте Срединно-Атлантического хребта (5–7° с.ш.) // Геохимия. 2013. № 9. С. 773–808.

3. *Суцневская Н.М., Бонатти Э., Пейве А.А. и др.* Гетерогенность рифтового магматизма приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15° с.ш. – 3° ю.ш.) // Геохимия. 2002. № 1. С. 30–55.

4. *Becker T., Boschi L.* A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geoph. Geosystems. 2002. V. 3. P. 447–470.

5. *Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geoph. Res. 1998. V. 103. N B12. P. 30055–30078.

6. *Bonatti E.* Anomalous opening of the Equatorial Atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 143. P. 147–160.

7. *Cannat M., Mevel C., Deplus Ch. et al.* The crust, ultramafic exposures and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22–24°N) // Geology. 1995. V. 23. № 1. P. 49–52.

8. *Carbotte S., Welch S., Macdonald K.* Spreading rates, rift propagation and Fracture zone offset histories during past 5 my on the Mid-Atlantic Ridge; 25–27°30' S and 31–34°40' S // Mar. Geophys. Res. 1991. № 13. P. 51–80.

9. *Grindlay N., Fox P., Vogt P.* Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge (25°S – 27°30'S) from sea beam and magnetic data // J. Geophes. Res. 1992. V. 97. N. B5. P. 6983–7010.

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

11. *Niu Y., Batiza R.* Magmatic processes at a slow spreading ridge segment: 26° S Mid-es Atlantic Ridge // J. Geoph. Res. 1994. V. 99. N. B10. P. 19719–19740.

12. *Tolstoy M., Harding A., Orcutt J.* Crustal thickness along the ridge axis of the southern Mid-Atlantic Ridge. Bull's eye gravity anomalies and focused accretion // Science. 1993. № 262. P. 726–729.

Эволюция земной коры Бунделкхандского кратона Индийского щита и геодинамические процессы в архее

В составе Индийского щита выделяется группа южных (Дхарварский, Сингхбумский, Бастарский и северных (Бунделкхандский, Араваллийский) кратонов, разделенных Сатпурским подвижным поясом. Бунделкхандский кратон состоит, главным образом, из гранитоидов (ТТГ, микроклиновые граниты, санукитоиды), но в его составе установлены Центральнo- и Южно-Бунделкхандский зеленокаменные комплексы [6–8 и ссылки там]. Центральнo-Бунделкхандский зеленокаменный комплекс (ЦБЗК) слагает Бабинский и Мауранипурский пояса, которые простираются с запада на восток приметно на 150 км и пересекают кратон на две несколько отличающиеся по истории развития части. Южно-Бунделкхальский зеленокаменный комплекс обнажается вдоль южной границы кратона, где он формирует Гирарский зеленокаменный пояс и перекрывается палеопротерозойскими осадочными комплексами [6–8].

Супракрустальные образования ЦБЗК состоят из двух стратотектонических ассоциаций: ранней, представленной тремя толщами 1) метабаза-льт-коматиитовой, 2) метариолит-дацитово́й и 3) железистыми кварцитами (BIF) и поздней, сложенной кислыми вулканитами. Контакты между толщами и ассоциациями тектонические [7]. Местами в зонах этих контактов формируются эпидот-кварц-плагноклазовые метасоматиты.

Возраст ТТГ рамы оценивается в 3.59–3.2 млрд лет [3, 11], а кислых вулканитов ранней ассоциации 2813 ± 20 млн лет [5, 6, 8, 10]. Последние интерпретируются как субдукционный, формирующийся в активной континентальной окраине [6, 8].

Время проявления кислых вулканитов поздней стратотектонической ассоциации – 2542 ± 17 млрд лет (Бабинский пояс) [7] и 2557 ± 33 [2, 10] (Маринипурский пояс). Первые интерпретируются как ксеногенные, захваченные из рамы, их возраст в пределах ошибки соответствует возрасту ранних кислых вулканитов (2813 ± 20 млн лет). Эти неoarхейские кислые вулканиты по геохимическим особенностям существенно отличаются от мезoarхейских: они обогащены относительно них Sr, Ba, обеднены Cr, Ni.

Структура ЦБЗК представляет собой тектонический коллаж. Причем окончательное становление пояса произошло в неoarхее, вероятно, около

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозавоск, Россия

² Бунделкхандский университет, геологический ф-т, Джанси, Индия

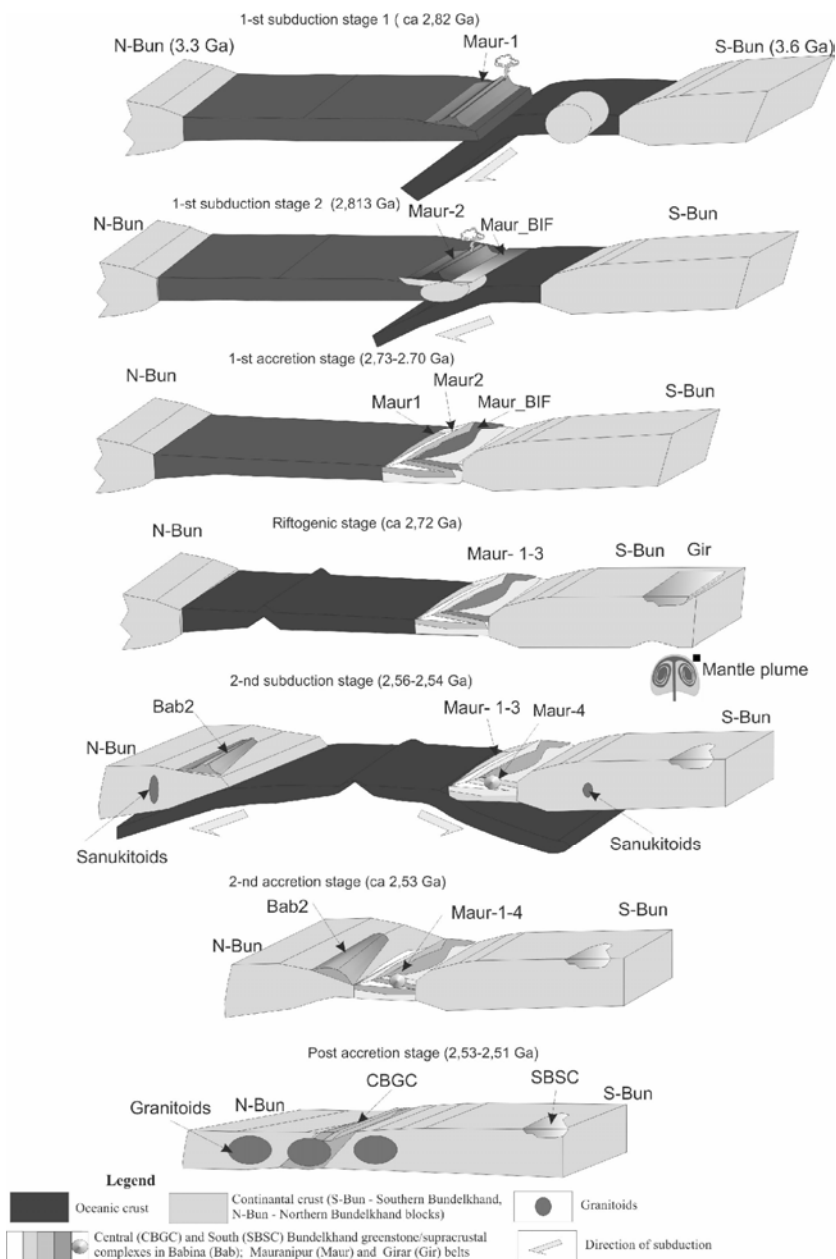


Рисунок. Геодинамическая модель эволюции земной коры Бунделкхандского кратона (Индия)

2.47 млрд лет, что маркируется проявлением метаморфизма [5]. Однако в ранней стратотектонической ассоциации ЦБЗК установлены и более древние проявления метаморфизма: около 2.78 (до эклогитовой фации), 2.73 млрд лет [5]. В Мауранипурской структуре в зонах тектонических контактов установлены эпидот-кварц-плагноклазовые породы метасоматической природы. Цирконы, выделенные из метасоматитов, расположенных среди высокомагнезиальных базальтов, показали конкордантный возраст 2687 ± 17 млн лет [2]. Этот возраст интерпретируется как время метаморфизма, синхронного с ранней аккреционной стадией становления пояса.

Таким образом, изучение геохимических особенностей и изотопное датирование вулканитов и метасоматитов в ЦБЗК (Бунделкхандский кратон, Индийский щит) позволяет выделить два субдукционно-аккреционных события в истории его формирования: мезоархейское (2.81–2.7 млрд лет) и неоархейское 2.54–2.5 млрд лет [6–9] и предложить геодинамическую модель формирования земной коры Бунделкхандского кратона (рисунок). Обращает на себя внимание, что мезоархейские процессы при становлении земной коры данного кратона имеют существенные черты сходства по времени и характеру проявления с таковыми в Карельском кратон и провинции Сьюпириор (Канадский щит), тогда как на кратонах Индийского щита в этот период формировались плюмовые базальт-коматиитовые комплексы [9]. Неоархейские события на Бунделкхандском кратоне по особенностям проявления не имеют аналогов среди кратонов лавразийской группы, но сходны с таковыми в пределах гондванской группы. Новые данные по геологии Бунделкхандского кратона (Индия) позволяют предполагать, что данный кратон в раннем неоархее находился в центральной части суперконтинента Кенорленд, также как и Карельский [4, 9, 12], а в позднем неоархее отдрейфовал в его южную часть, где продолжались субдукционные процессы. Принципиально важно, что геодинамические процессы в мезо- и неоархейское время развиваются на Земле уже в режиме сходном с современной тектоникой литосферных плит и мантийных плюмов [1].

Работа является вкладом в проект РФФИ (17-55-45005 ИНД-а).

Литература

1. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устоячивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М.: Научный мир, 2008. 184 с.
2. Слабунов А.И., Синг В.К., Пресняков С.Л. Центральнo-Бунделкхандский зеленокаменный пояс Индийского щита: изотопные возрасты цирко-

нов из вулканитов и метасоматитов, геодинамические следствия // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Springer, 2015. С. 271–273.

3. Kaur P., Zeh A., Chaudhri N. Characterisation and U–Pb–Hf isotope record of the 3.55 Ga felsic crust from the Bundelkhand Craton, northern India // Precam. Res. 2014. V. 255. P. 236–244.

4. Lubnina N.V., Slabunov A.I. Reconstruction of the Kenorland Supercontinent in the Neoproterozoic Based on Paleomagnetic and Geological Data // Moscow University Geology Bulletin. 2011. V. 66(4). P. 242–249.

5. Saha L., Pant N.C., Pati J.K. et al. Neoproterozoic high-pressure margarite-phengitic muscovite-chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite-chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 161. P. 511–530.

6. Singh V.K., Slabunov A. The Greenstone belts of the Bundelkhand Craton, Central India: new geochronological data and geodynamic setting // 3rd International conference Precambrian Continental Growth and Tectonism. Jhansi, India. International Association for Gondwana research Conference. Series N. 16. 2013. P. 170–171.

7. Singh V.K., Slabunov A. The Central Bundelkhand Archaean greenstone complex, Bundelkhand craton, central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks // Intern. Geology Review. 2015. V. 57. N 11-12. P. 1349–1364.

8. Singh V.K., Slabunov A. Two types of Archaean supracrustal belts in the Bundelkhand craton, India: geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution // J. Geol. Soc. India. 2016. V. 88. P. 539–548.

9. Slabunov A.I., Singh V.K. Archaean crustal evolution of the Fennoscandian and Bundelkhand craton: prospective // Precambrian Continental Growth and Tectonism. Proceeding of the 2nd International Conference. V.K. Singh and Ram Chandra (eds.). 2011. P. 3–12.

10. Slabunov A., Singh V.S. Central Bundelkhand greenstone complex of the Bundelkhand Craton, India: new geochronological data, a geodynamic setting and the position of the craton in the Kenorland Supercontinent structure // Early Precambrian vs Modern Geodynamics. Slabunov A.I., Svetov S.A., Baltibaev Sh.K. (eds.). Extended Abstracts and Field Trips Guide. Petrozavodsk: KarRC RAS. 2017. P. 235–238.

11. Slabunov A., Singh V.S., Joshi K.B., Li X. Paleoproterozoic zircons from quartzite of South Bundelkhand Supracrustal Complex: origin and implications for crustal evolution in Bundelkhand Craton, Central India // Current Science, 2017. V. 112. N 4. P. 794–801.

12. Slabunov A.I., Lubnina N.V. Neoproterozoic Supercontinent Kenorland: geological and paleomagnetic data // 35th International Geological Congress, Cape Town, South Africa. Abstracts. Alexandria: American Geosciences Institute. 2016. P. 3751

О составе и возрасте кайнозойских вулканитов в басс. р. Бол. Гарманда (Северное Приохотье)

В восточной части Северного Приохотья широко распространены базальтовые покровы палеогенового возраста, которыми образованы более 20 отдельных полей, имеющих размеры до 50 × 10 км. Подавляющая часть их сосредоточена в полосе протяженностью 270 км при ширине до 40 км, которая простирается от низовий р. Уйкан на западе до низовий р. Тылхой – на востоке. Покровы базальтов расположены как в пределах и по периферии заложенной в эоцене Гижигинской рифтогенной впадины, так и на значительном удалении от нее, и четко контролируются крупными кайнозойскими разломами. [1]

По данным геологосъемочных работ [2] эти вулканические образования выделены в кытыймскую свиту, в составе которой преобладают оливиновые и двупироксеновые базальты и трахибазальты, а также андезиты и андезибазальты. Определения возраста базальтов К-Аг-методом показали даты 36–42 млн лет. По составу и структурной позиции они могут быть отнесены к рифтогенным.

Нами изучено поле вулканитов, отнесенных ранее к кытыймской свите, которое расположено на левобережье р. Бол. Гарманда в 30–40 км от ее устья (Северо-Эвенский район Магаданской области). Проанализировано 18 проб, отобранных по площади Гармандинского вулканического поля в разных точках по латерали и на разных гипсометрических уровнях. Химический анализ показал, что в составе вулканической толщи преобладают андезибазальты (10 проб), андезиты (7), кроме того, 1 проба показала состав дацита. Все породы относятся к нормально-щелочному ряду (по диаграмме TAS). К-Аг анализ четырех образцов, выполненный в лаборатории петрологии, изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН, показал значения возраста от 54 до 65 млн лет. Таким образом, и по составу, и по возрасту гармандинский вулканический комплекс существенно отличается от кытыймской свиты. Он более соответствует евыдывеевской свите, распространенной восточнее, в верховьях рр. Оклан, Тылхой, Шайбовея (Пенжинский бассейн), возраст которой определен в диапазоне от 62 до 65 млн лет [3, 4].

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

Вулканисты, слагающие гармандинские покровы, по кремнекислотности образуют непрерывный ряд от андезибазальтов ($\text{SiO}_2 \geq 53$ мас. %) до андезидацитов, а по соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ являются субщелочными. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ их фигуративные точки располагаются в области известково-щелочных серий. K/Na (мол.%) отношения низкие (0.2–0.4). Для андезибазальтов характерна высокая магнелиальность ($\text{mg}_{\#} = 55\text{--}68$), снижающаяся в части андезитов до 50. Породы также отличаются повышенными концентрациями Cr (107–367 г/т), Ni (53–160 г/т) и низкими содержаниями TiO_2 (0.64–1.05 мас. %).

Все породы обогащены крупноионными литофильными элементами и легкими редкоземельными, по сравнению с толеитами срединно-океанических хребтов (N-MORB) и обеднены высокозарядными элементами. Эти особенности их состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^* 0.10\text{--}0.29$) и Ta ($\text{Ta}/\text{Ta}^* 0.12\text{--}0.31$) при наличии максимумов Zr ($\text{Zr}/\text{Zr}^* 1.1\text{--}2.0$), Hf ($\text{Hf}/\text{Hf}^* 1.0\text{--}2.2$) Pb ($\text{Pb}/\text{Pb}^* 1.8\text{--}3.5$) и Sr ($\text{Sr}/\text{Sr}^* 1.6\text{--}1.8$). Подобное поведение элементов характерно для вулканистов, сформировавшихся в обстановке постсубдукционных синсдвиговых деформаций, где субконтинентальная мантия региона отражает многоэтапные процессы более раннего мезозойского надсубдукционного флюидного метасоматоза.

Андезибазальты и андезиты характеризуются узкими вариациями отношений изотопов неодама ($\epsilon\text{Nd} = 2.4\text{--}4.2$) и варьирующими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0.703415–0.704136). В координатах $\epsilon\text{Nd} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ изотопные характеристики пород гармандинского комплекса отражают состав умеренно истощенной мантии.

Относительно высокие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения, пониженные концентрации высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов позволяют в целом говорить, как о деплетированном характере мантии региона, так и утверждать, что континентальная кора не была вовлечена в образование исследованных пород или их мантийных источников.

Палеоценовые вулканисты гармандинского комплекса являясь постсубдукционными по времени образования, по распределению несовместимых элементов обнаруживают черты, характерные для надсубдукционных пород: обогащенность крупноионными литофильными элементами, обедненность рядом высокозарядных, сильно проявленный Ta-Nb минимум. От большей части рифтогенных пород Северо-востока Азии гармандинские вулканисты отличаются более низкими содержаниями титана, Nb/Ta и Nb/U отношениями. Низкие Ce/Pb (3–6) и повышенные

Ba/La (18–32) отношения свидетельствуют о существенном вкладе в петрогенезис вулканитов элементов, мобильных во флюидной фазе.

Такое несоответствие геологических и петрохимических индикаторных признаков в постсубдукционных вулканитах гармандинского комплекса, может быть объяснено тем, что источником первичных магм для них являлся метасоматизированный надсубдукционный клин.

Изложенные данные показывают, что в восточной части Северного Приохотья в кайнозое имели место сложные тектоно-магматические процессы, свидетельства которых являются базальтоиды кытыймской свиты среднеэоценового возраста и андезибазальты и андезиты гармандинского комплекса палеоэоценового возраста.

Литература

1. Смирнов В.Н. Ритмичные изменения орогенического режима на Охотоморской континентальной окраине в позднем мезозое и кайнозое // Геологическая среда, минерагенические и сеймотектонические процессы. Материалы XVIII Международной научно-практической конференции. Воронеж: Научная книга, 2012. С. 334–337.
2. Геологическая карта СССР (новая серия). М-б 1:1000000. Лист О-56; Р-56, 57. Росгеолком, 1992.
3. Геологическая карта СССР (новая серия). М-б 1:1000000. Лист Р-58, 59. Мингео СССР, 1986.
4. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

В.Н. Смирнов¹, О.Ю. Глушкова

Средненеоплейстоценовая зональная тектоническая активизация в Верхоянско-Чукотской области горообразования

В развитии Верхоянско-Чукотской области выделяются несколько основных этапов горообразующих движений: 1) позднеюрско-раннемеловой – становление Верхоянско-Чукотского складчато-глыбового проторогена; 2) альб-сеноманский – формирование Охотско-Чукотского вулканогенно-глыбового орогена; 3) конец мела – палеоцен – тектоническая стабилизация, конденудационное развитие; 4) эоцен-миоцено-

¹ Северо-Восточный комплексный НИИ им. Н.А.Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

вый – континентальный и окраинно-континентальный рифтовый орогенез; 5) миоцен-плиоценовый – затухание тектонических движений, снижение рельефа, формирование региональной полигенетической поверхности выравнивания с корами выветривания. 6) плиоцен-четвертичный (неотектонический) – проявление мощных восходящих тектонических движений, которые в четвертичном периоде охватили всю территорию Верхоянско-Чукотской области горообразования. Тектонические движения этого этапа, сформировавшие наблюдаемые ныне горные сооружения и равнины окраинных низменностей и межгорных впадин, имели различные интенсивность и дифференцированность [1].

Среднеплейстоценовая тектоническая активизация. Многими исследователями в отдельных районах Верхоянско-Чукотской области отмечается усиление тектонических движений в среднеплейстоценовое время, что привело к формированию крупных элементов морфоструктуры. Особенно это характерно для Яно-Колымской орогенической системы. Впервые на это обратил внимание еще в середине прошлого века Г.Ф. Лунгерсгаузен, которым было показано, что начало формирования Верхоянского хребта приходится на средний неоплейстоцен [2]. Затем А.Ф. Грачев показал, что начало последней фазы активизации новейших тектонических движений в северной части хр. Черского также относится к среднему неоплейстоцену. К этому же времени он относит активизацию рифтогенного процесса в Момской впадине и формирование горного рельефа в этой зоне [3]. Позже В.Б. Спектором и В.В. Спектором было высказано утверждение о том, что на рубеже раннего и среднего неоплейстоцена началась орогенная фаза, в результате которой в 10 раз выросла площадь горного рельефа в Верхояно-Колымской области, впервые в горообразование были вовлечены Верхоянский и Момский хребты [4].

В дальнейшем выяснилось, что среднеплейстоценовая активизация проявилась не только в Верхояно-Колымском орогене, но и в некоторых районах к востоку от него.

На Анадырском плоскогорье (центральная Чукотка) в связи с увеличением темпа и контрастности новейших движений в среднем неоплейстоцене произошли масштабные перестройки морфоструктуры. Особенно отчетливо это проявилось к югу от озера Эльгыгытгын в бассейне среднего течения р. Энмываам, где в это время началось прогибание Мечекрыннетвеемской межгорной впадины. В связи с этим произошло значительное понижение местного базиса эрозии, которое обусловило интенсивное врезание верховьев р. Энмываам и увеличение стока из оз. Эльгыгытгын. В результате произошло снижение его уровня на 30–35 м

и формирование в озерной котловине самой высокой террасы (40 м от современного уреза воды в озере) [5]

Вулканическая активизация в среднем неоплейстоцене. В нескольких районах Верхоянско-Чукотской области горообразования имели место проявления вулканизма, открытые еще в середине прошлого столетия, которые долгое время считались очень молодыми: не древнее голоцена или позднего неоплейстоцена. Однако, в последнее время эти представления были опровергнуты в результате выполненных изотопных анализов, которые показали средненеоплейстоценовый возраст указанных проявлений вулканизма.

Установленный в зоне Момского рифта вулкан Балаган-Тас, который расположен на террасе р. Мома, состоит из шлакового конуса с кратером и небольшого лавового потока, сложенного щелочными базальтами. Он отличается хорошей сохранностью, очень слабо затронут процессами эрозии. По данным Ag-Ag анализа его радиологический возраст (266 ± 30) тыс. лет [6].

На западной Чукотке в долинах рр. Монни и Алучин (притоки р. Бол. Анюй, впадающей в р. Колыма в ее нижнем течении) еще в 50-х годах прошлого века были обнаружены крупные лавовые потоки и шлаковые конусы вулканов, сложенные субщелочными базальтами и андезитами, но только в недавнее время был определен их радиологический возраст. Определение возраста Алучинского потока по Ag-Ag показало значение 277.3 ± 5.2 тыс. лет [7]. При определении радиологического возраста Анюйского вулкана получены 2 разные датировки. Одна, полученная по K-Ag, равна 248 ± 30 тыс. лет [8], другая, определенная по Ag-Ag, лежит в диапазоне от 12.9 ± 3.4 до 42.7 ± 3.4 тыс. лет [7]. Полученные датировки, возможно, свидетельствуют о том, что у Анюйского вулкана было 2 фазы извержений – в среднем и в позднем неоплейстоцене.

Литература

1. Смирнов В.Н. Верхоянско-Чукотская область новейшего горообразования: зональность и основные этапы формирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 5. С. 610–620.
2. Лунгерсгаузен Г.Ф. О геологическом возрасте Верхоянских гор (методы, исследования и выводы) // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 410–417.
3. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф.Грачева. М.: Изд-во «Пробел», 2000. 487 с.
4. Спектор В.Б., Спектор В.В. Режим возрожденного горообразования Верхояно-Колымской горной области // Общие и региональные проблемы

тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 291–294.

5. Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н. Геоморфология и позднекайнозойская палеогеография района оз. Эльгыгытгын (центральная Чукотка) // Геоморфология. № 1. 2006. С. 57–69.

6. Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые определения ^{40}Ar – ^{39}Ar возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойид // ДАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.

7. Акинин В.В., Калверт Э. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - возраст Анюйских вулканов, Арктическая Чукотка // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Мат-лы V Росс. Конф. по изотоп. Хронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 25–26.

8. Певзнер М.М., Герцев Д.О., Федоров П.И., Романенко Ф.А., Кущева Ю.В. Анюйский вулкан на Чукотке: возраст, строение, особенности состава пород и извержения // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 1. С. 25–59.

Ю.Н. Смирнова¹

Возраст и источники метатерригенных пород чаловской серии Аргунского континентального массива восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

Аргунский континентальный массив является одним из главных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В качестве кристаллического "фундамента" массива обычно рассматриваются условно позднеархейские [4, 11] или раннепротерозойские [6] метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации осадочные и вулканические породы гонжинской серии, с которыми тесно пространственно ассоциируют магматические породы бекетского и гонжинского комплексов. Однако в последние годы на основе геохронологических и изотопно-геохимических данных [2, 3, 5] установлено, что протолиты метаосадочных и метавулканических пород гонжинской серии, а также наложенные на них структурно-метаморфические преобразования имеют не раннедокембрийский, а мезозойский возраст. К раннепротерозойскому [4, 11] или рифейскому [1] структурному этажу относятся гранитоиды чаловского комплекса и вулканогенно-осадочные породы чаловской серии.

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

Значительный объем в строении Аргунского массива занимают палеозойские терригенные и терригенно-карбонатные отложения Ольдойского и Гага-Сагайского прогибов, а также мезозойские осадочные комплексы Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов. Кроме того, в пределах Аргунского массива широко развиты палеозойские и мезозойские интрузивные комплексы.

Объектом данного исследования являются метатерригенные отложения наименее изученной условно докембрийской чаловской серии, в составе которой выделяются (снизу вверх) [1] гребневская, магдагачинская и исагачинская толщи. Гребневская толща представлена сланцами с прослоями метаалевролитов, метапесчаников, метаандезитов и метабазальтов. В средней части разреза толщи отмечаются известковистые метаалевролиты. Общая мощность гребневской толщи более 1870 м. Магдагачинская толща сложена сланцами, переслаивающимися с метапесчаниками, метаалевролитами и метабазальтами. Общая мощность толщи более 1320 м. В составе исагачинской толщи преобладают сланцы с прослоями мраморизованных доломитов, метадацитов и метаандезитов. Мощность толщи составляет 860–1400 м.

Возраст чаловской серии дискуссионный. Так, большинство исследователей относят породы серии к раннему протерозою [4, 11], тогда как при проведении геолого-съемочных работ они отнесены к рифею [1], хотя ни один из вариантов не подкреплён надёжными геохронологическими данными. В последние годы было установлено, что метавулканы исагачинской толщи имеют раннеордовикский (476 ± 8 млн лет) возраст [8]. В то же время остается открытым вопрос о времени накопления метатерригенных отложений гребневской и магдагачинской толщ. Эта неопределенность создает существенные трудности в понимании истории формирования Аргунского континентального массива. В этой связи были проведены U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования детритовых цирконов из метатерригенных пород указанных толщ, результаты которых приведены в данной публикации.

Среди детритовых цирконов (105 зерен), выделенных из метапесчаника гребневской толщи (обр. С-1148), присутствуют 88 зерен этого минерала с конкордантными оценками возраста. Наиболее молодые цирконы имеют раннеордовикский возраст (484–478 млн лет, 3%). Кембрийские (540–487 млн лет, 58 %) и вендские (568–542 млн лет, 8%) цирконы образуют единую группу на гистограмме возрастов. В значимом количестве присутствуют среднерифейские (1.20–1.04 млрд лет, 12%) и раннерифейские (1.6–1.4 млрд лет, 9%) цирконы. Единичные зерна циркона имеют позднерифейский (930–733 млн лет, 3%) и раннепротерозойский (1.9–1.7 млрд лет, 6%) возрасты.

Для детритовых цирконов (110 зерен) из метаалевролита магдагачинской толщи (обр. Z-30-16) получено 86 конкордантных оценок возраста. Доминирующая часть цирконов ордовикского (484–448 млн лет, 13%), кембрийского (541–488 млн лет, 63%) и вендского (556–542 млн лет, 7%) возраста. Единичные зерна представлены цирконами с рифейскими и раннепротерозойскими возрастами.

Таким образом, наиболее молодые детритовые цирконы в метапесчанике гребневской толщи имеют раннеордовикский возраст (478 млн лет), а в метаалевролите магдагачинской толщи – позднеордовикский возраст (448 млн лет). Эти данные, в совокупности с установленным ранее возрастом (476±8 млн лет) метавулканитов исагачинской толщи, позволяют говорить в целом об ордовикском возрасте чаловской серии.

Также результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что основными источниками сноса кластического материала для метатерригенных отложений магдагачинской и гребневской толщ чаловской серии послужили ордовикские и кембрийские гранитоиды и вулканические породы кислого состава [7, 10, 12, 14] при участии интрузий позднепротерозойского возраста [9, 13 и др.], широко распространенных в структуре Аргунского континентального массива. Вопрос об источниках детритовых цирконов с возрастом более 1 млрд лет в настоящее время остается открытым.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00150).

Литература

1. Козырев С.К., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Издание второе. Зейская серия. Лист N-51-XXIV (Магдагачи) / Ред. В.Е. Чепыгин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.

2. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.

3. Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48–60.

4. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГПП, 1994.

5. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева

Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.

6. *Сережников А.Н., Волкова Ю.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

7. *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь, Журавлев Д.З., Ян Пин, Сун Гуйхуа, Гао Лиминг* Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 414–424.

8. *Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ковач В.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В.* Раннепалеозойский возраст исагачинской толщи чаловской серии Гонжинского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 323–326.

9. *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П.* Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 4. № 6. С. 3–15.

10. *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Кембрий-ордовикская диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): U-Pb геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2017. Т. 472. № 3. С. 326–332.

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

12. *Ge W., Wu F., Zhou C., Abdel R.A.A.* Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Ergun block in the northern part of the Da Hinggan Range // Chinese Sci. Bull. 2005. V. 50. P. 2097–2105.

13. *Tang J., Wu W., Wang F., Wang W., Xu M., Zhang Y.* Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: Petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precam. Res. 2013. V. 224. P. 597–611.

14. *Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M.* Geochronology of the phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.

Тектоника арктической окраины Чукотки и проблема делимитации шельфа Восточной Арктики

Основными тектоническими элементами арктической окраины Чукотки (Чукотская складчатая область) являются Новосибирско-Врангелевская и Анюйско-Чукотская складчатые системы. Они отделены от Верхояно-Колымских мезозоид Южно-Ануйской сутурой, которая может рассматриваться в рамках самостоятельной складчатой системы. На севере граница мезозоид проходит по Врангелевско-Геральдской надвиговой зоне.

Чукотская складчатая область образовалась в процессе закрытия Прото-Арктического (Южно-Ануйского) океана и коллизии Чукотского микроконтинента с активной окраиной Северо-Азиатского (Сибирского) континента [5, 7]. Фрагменты океанической коры известны в Южно-Ануйской сутуре и ее продолжении на о. Б.Ляховский в виде дезинтегрированных офиолитов и блоков в аккреционной призме. Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты надсубдукционного генезиса [3] формировались вдоль конвергентной границы Сибирского континента и Прото-Арктического океана. Их возраст, а также раннекаменноугольные фрагменты океанической коры Южно-Ануйской сутуры указывают на существование океана в позднем палеозое. Однако, время заложения океана остается неопределенным. Наиболее молодые фрагменты океанической коры имеют оксфорд-кимериджский возраст.

Прото-Арктический океан был крупным заливом Пацифики. Надсубдукционные офиолиты формировались вдоль конвергентной границы западно-тихоокеанского типа с энсиматическими островными дугами и задуговыми бассейнами [3].

Поздний палеозой – ранний мезозой. Чукотский микроконтинент был частью Северо-Американского континента [5, 12]. В триасе это была пассивная окраина, на которой накапливались терригенные отложения и турбидиты [9, 10]. Дистальные фации турбидитов слагают нижний структурный элемент Южно-Ануйской сутуры.

В конце перми и начале триаса континентальная кора Восточной Арктики подверглась деструкции [7, 9]. Для триасовых отложений Анюйско-Чукотской складчатой системы характерны многочисленные силлы и мелкие тела диабазов, габбро и долеритов, и встречающиеся локально туфы и базальты, имеющие геохимическое сходство с траппами Сибирской платформы [13].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

В ранней юре начался рифтогенез на континентальной окраине Северной Америки, который впоследствии привел к формированию Американо-Азиатского бассейна и отделению континентального блока (микроплиты) Чукотка–Арктическая Аляска [12], частью которого был Чукотский микроконтинент. На южной чукотско-аласкинской стороне (плече) рифта произошло поднятие и деформации [11]. В результате на значительной части Чукотки началась эрозия и отсутствуют ниже- и среднеюрские отложения.

Поздняя юра – ранний мел. В конце средней и начале поздней юры произошла перестройка конвергентных границ Северо-Азиатского континента [7]. Завершился вулканизм в Кони-Тайгоносской и Алазейско-Олойской системах островных дуг. На границе с Мезо-Пацификой начала формироваться Удско-Мургальская дуга. Вдоль границы с Прото-Арктическим океаном возник протяженный Олойский вулканический пояс [5, 9].

В кимеридже завершился спрединг в Прото-Арктическом океане. В титоне на месте океана сохранился остаточный Южно-Анжуйский бассейн, заполнявшийся турбидитами. При этом прекратился вулканизм в энсиматической Кульполнейской островной дуге. Зона субдукции сосредоточилась вдоль Олойского окраинно-континентального пояса или энсиалической островной дуги. Субдукционный магматизм позднеюрско-раннемелового времени был связан с погружением под активную континентальную окраину Сибири вначале океанической коры Южно-Анжуйского бассейна и затем континентальной коры Чукотского микроконтинента (рисунок). Вдоль конвергентной границы формировались аккреционные призмы с блоками базальтов и кремней [8].

Коллизия микроконтинента с Сибирью завершилась в готерив-баремское время. На первом этапе коллизионных деформаций образовались складчато-надвиговые структуры северной вергентности, которые сменились правосторонними сдвигами и надвигами южной вергентности [2]. Постколлизионные граниты имеют возраст 117–115 млн лет.

На постколлизионном этапе в условиях растяжения формировались структуры гранитно-метаморфических ядер и впадины, заполнявшиеся вулканогенно-осадочными отложениями апта-альба.

Поздний мел – палеоген. На новообразованной арктической окраине Евразии начинается формирование структур субмеридионального растяжения, отчетливо выраженных на шельфе восточно-арктических морей и в области Центрально-Арктических поднятий [1]. С этим этапом связано формирование Евразийского бассейна. Геодинамическая модель, объясняющая обстановку растяжения в Американо-Азиатском бассейне



Рисунок. Геодинамический профиль

во взаимосвязи с тихоокеанской субдукцией, предложена Л.И. Лобковским [Лаверов и др., 2013].

Закключение. Синхронность тектонических событий в геологической истории мезозойд Чукотки (Южно-Ануйской сутуры, в частности) и Канадской котловины хорошо согласуется с ротационной гипотезой формирования Американского бассейна.

Базовые положения предлагаемой тектонической модели формирования арктической окраины Чукотки имеют прямое отношение к государственно-политической проблеме расширения внешней границы российского шельфа в Арктике, поскольку являются доказательством роста арктической окраины Чукотки за счет аккреции континентального блока земной коры, включающего Чукотку, шельф, поднятие Менделеева и Чукотское плато. Результаты подводного опробования [4, 6] окончательно подтверждают континентальную природу структур Центрально-Арктических поднятий и прогибов и позволяют рассматривать их как естественное продолжение арктического шельфа Чукотки

Благодарности: Работа подготовлена при финансовой поддержке проекта РНФ № 16-17-10251 и базового финансирования за счет субсидии по теме № 0135-2016-0022.

Литература

1. Арктический бассейн (геология и морфология. СПб: ВНИИОкеан-геология, 2017. 291 с.
2. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2004. 50 с.

3. Ганелин А.В. Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования). М.: ГЕОС, 2017. 178 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 613).
4. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
5. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
6. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнейчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.
7. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
8. Соколов С.Д., Тучкова М.И., А.В.Ганелин, Г.Е.Бондаренко, П.Лейер. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
9. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
10. Тучкова М.И. Литология терригенных пород складчатых областей мезозойских континентальных окраин (Большой Кавказ, Северо-Восток Азии). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2009. 47 с.
11. Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайтэ М.И., Головин Д.И., Галускина И.О., Покровская Е.В. Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.
12. Grantz A., Hart P. E., Childers V. A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean / Spencer, A. M., Embry, A. F., Gautier, D. L., Stoupakova, A. V. and K., Sørensen (eds.). Arctic Petroleum Geology // Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. V.35. P.771–800.
13. Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D. Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): links to the Siberian LIP // J. Asian Earth Sciences. 2011. V. 40. P. 737–745

Признаки сдвиговых смещений в пассивных частях трансформных разломов

Сдвиговые деформации формируют парагенез, в который, в частности, входят структуры выжимания вдоль разрыва. На разрезах осадочного чехла, расположенных ортогонально плоскости сдвига они приобретают специфическую конфигурацию, получившую в литературе определение «цветочная структура» (flower structure). Пример такой структуры приведен на рис. 1 А. В средней части разломного трога видна антиформа с затухающей к верхам разреза амплитудой смещения рефлекторов вверх по разрезу, не имеющая в основании выступа фундамента, и с контрастными отражениями от бортов трога по разные стороны от разрыва. Такая картина волнового поля формируется в условиях транспрессии и называется положительной цветочной структурой. При транстенсии образуются отрицательные цветочные структуры (рис. 1 Б) с опусканием рефлекторов. Обнаружение таких структур в осадочном чехле пассивных частей трансформных разломов указывает на существование сдвиговых смещений между сегментами океанической литосферы после их перемещения за пределы активных частей разломов в результате спрединга. Теоретическое обоснование возможности этого явления, которое обсуждалось в [1], состоит в разнице скоростей спрединга между сегментами вдоль САХ, достигающей 2.5 раз. Поскольку эта разница приводит к дополнительному смещению за пределами активных частей, накопленный в пассивных частях осадочный чехол может быть деформирован в сдвиговых условиях. Кроме того, сформированная зона разрыва является слабым звеном и может содержать серпентиниты, которые создают благоприятные условия для смещений при реактивации разломных зон.

Показано пространственное распределение обнаруженных сдвиговых деформаций цветочного типа в осадочном чехле разломных трогов к западу от САХ по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Стрехов» (ГИН РАН, 1990) (рис. 2). Положительные цветочные структуры в основном расположены на изгибе разломов Марафон и Меркурий, обрамляющих с севера структурную зону типа «кинк-банд», что указывает на транспрессионный режим при формировании такого структурного рисунка разломных трогов. Внутри этого обрамления обнаружены более редкие проявления отрицательных цветочных структур, что указы-

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

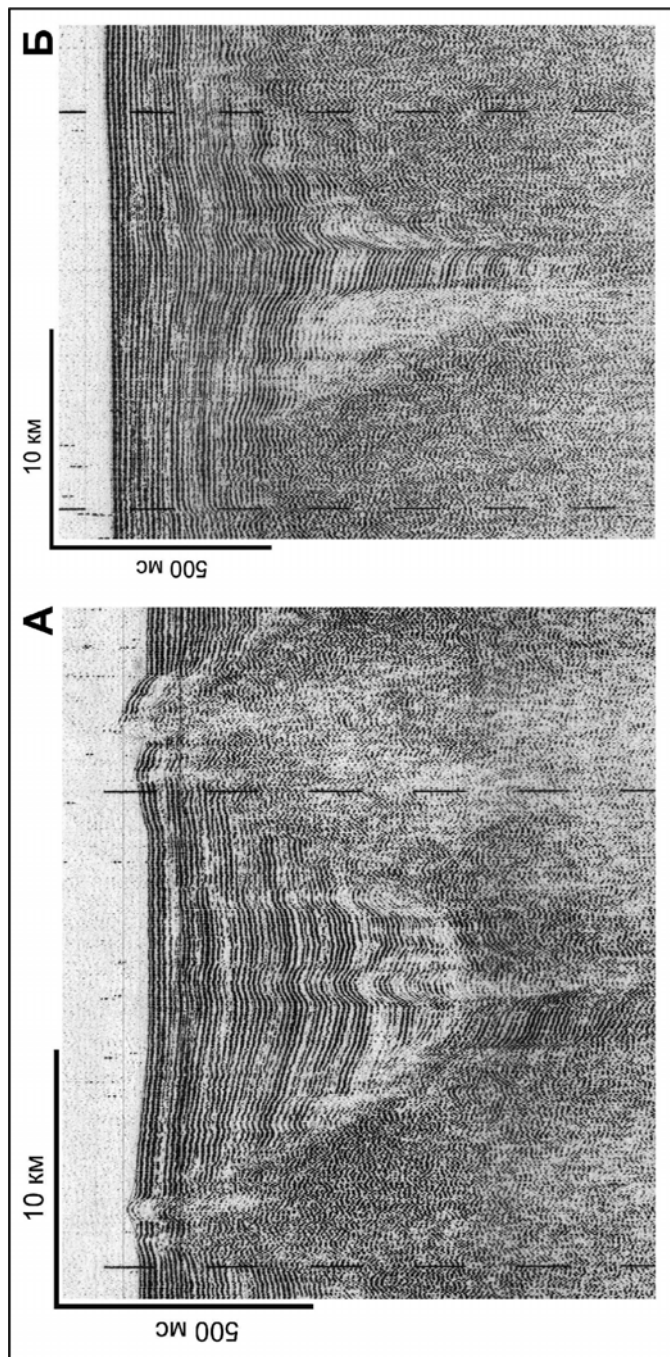


Рис. 1. Деформации осадочного чехла в центрах трогов пассивных частей трансформных разломов Марафон и Меркурий в Экваториальном сегменте Атлантики по данным НСП 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990). А – положительная цветочная структура; Б – отрицательная цветочная структура

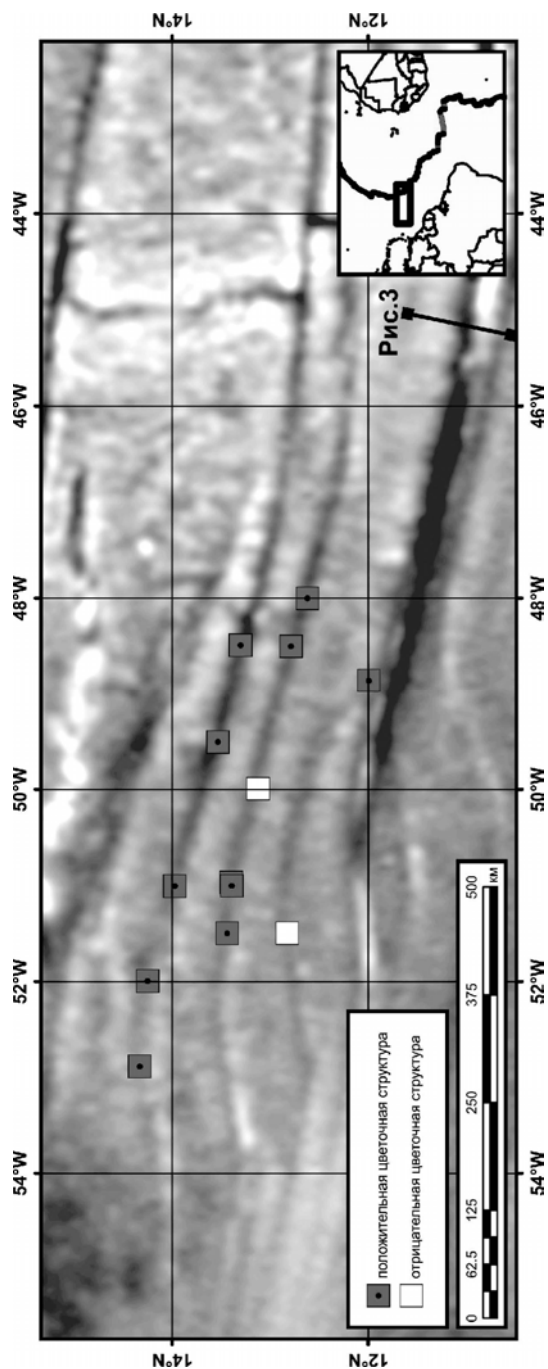


Рис. 2. Пространственное распределение сдвиговых деформаций цветочного типа в осадочном чехле разломных трогов, обнаруженных по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990). Для топосновы использована спутниковая альтиметрия. На врезке показано положение основного планшета. Линия и подпись указывают на положение разреза на рис. 3. Типы цветочных структур: 1 – положительная, 2 – отрицательная

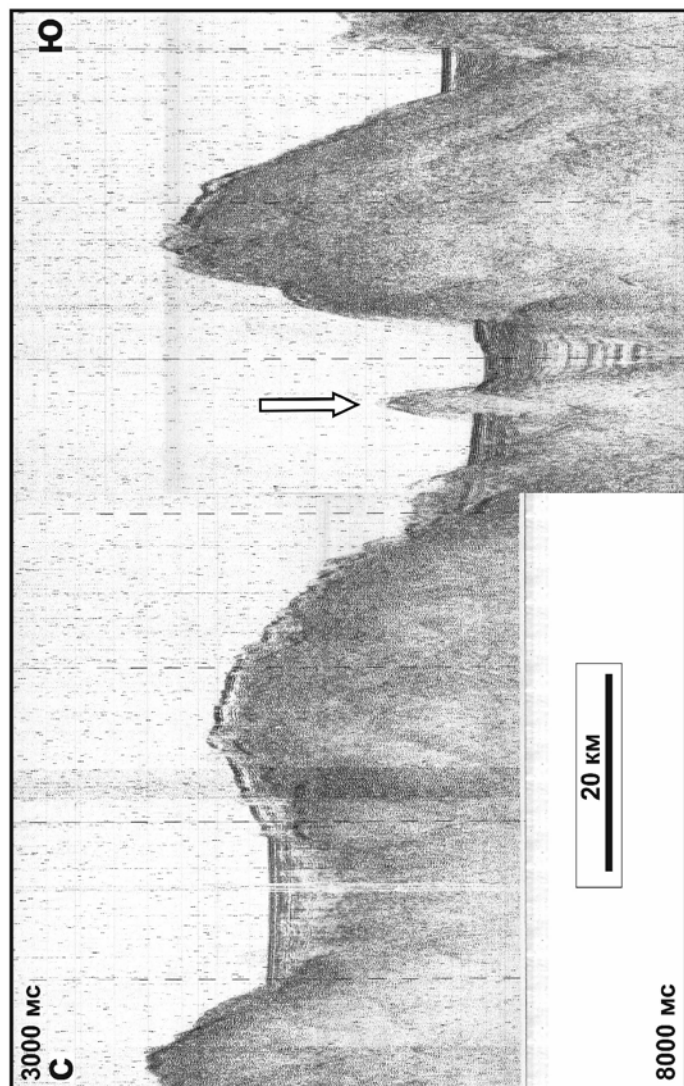


Рис. 3. Фрагмент разреза НСП S09-04 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990) вкрест западной пассивной части разлома Вима. Положение разреза показано на рис. 2. Стрелкой показан медианный хребет в разломном трого

вает на проявление компоненты растяжения. Пространственная частота этих проявлений определяется дискретной сеткой галсов маршрутных наблюдений, их пересекающих, и в реальности эти деформации могут быть представлены протяженными структурами. Таким образом, при возникновении данной зоны деформаций образовалось мозаичное распределение напряжений, во внутренней части которого, по всей видимости, сформировалось растяжение.

Исследованный сегмент с юга обрамляется западной пассивной частью разлома Вима, в которой в поле альтиметрии (рис. 2) наблюдается медианный хребет, что указывает на существование сдвига со сжатием. В ходе экспедиционных работ эта структура была пересечена съемкой только вдоль $\sim 45^\circ$ з.д. (рис. 3), что на 300 км восточнее обнаруженных цветочных структур. На приведенном разрезе виден медианный хребет высотой над дном 450 м, полной высотой около 1350 м и шириной на дне около 1200 м, прорывающий осадки с формированием малоамплитудной пликативной складчатости по рефлектору на глубине около 200 мс. Эта медианная структура имеет продолжение на запад, но, по всей видимости, с переменной высотой и с приближением ее к северному борту при смещении в западном направлении. На северном борту трога Вима (рис. 3) наблюдаются деформации, связанные с вертикальными движениями широких (более 20 км) блоков фундамента. Таким образом, условия транспрессии наблюдаются в большинстве пассивных частей разломов, обрамляющих зону «кинк-банд» структур, что достаточно надежно следует из распределения закартированных деформаций осадочного чехла. Сейсмическая запись к югу от медианного хребта (рис. 3), указывает на интенсивную деятельность донных течений, которые формируют эрозионно-аккумулятивные формы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-05888.

Литература

1. Соколов С.Ю. Особенности тектоники Срединно-Атлантического хребта по данным корреляции поверхностных параметров с геодинамическим состоянием верхней мантии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4 (32). С. 88–105.

Генезис дискордантных разломных трогов и неоднородность скоростей спрединга вдоль САХ

Неоднородный профиль скорости спрединга вдоль сегментов САХ был установлен в по результатам работ вдоль Анголо-Бразильского геотраверса [1]. При разностях скоростей, достигающих 2.5 раз, должны возникать сдвиги между блоками, выраженные деформациями в рельефе кровли базальтового слоя и, соответственно, в покрывающем его осадочном чехле, там, где он сформирован. На рисунке представлен остаточный рельеф осевой зоны САХ и флангов между 6° и 24° ю.ш., полученный высокочастотной фильтрацией полного рельефа [2] на 30-секундной матрице для длин волн менее 75 км. На рисунке отчетливо видны трогои трансформных разломов, выраженные протяженными и практически прямыми отрицательными аномалиями рельефа, между которыми в ряде межразломных сегментов наблюдаются множественные «извилистые» трогои аналогичной амплитуды, которые называют дискордантными. Их траектория не может быть объяснена в рамках общего искривления траектории трансформной зоны (flow line) за счет изменения режима перемещения плит, описываемого миграцией полюса вращения. Возможной интерпретацией их происхождения является разница скоростей соседних сегментов, приводящая к сдвиговым смещениям вдоль трансформных разломов и сопряженным зонам растяжения под углом 25–45° к сдвиговому разрыву, на сегментах, к нему прилегающих. Дискордантные образования образуются в сегменте с более медленной скоростью. Это в наиболее контрастном виде фиксируется в интервале от 17° до 15° ю.ш. на западном фланге САХ на изохроне 16 млн лет: значение полускорости к югу от 15° ю.ш. превышает полускорость к северу от этой широты и при этом более высокоскоростной сегмент менее деформирован (рисунке). Зеркальный участок на восточном фланге при этом имеет меньшую полускорость и в его пределах проявлены дискордантные нарушения. Встречаются также и ситуации, где дискордантные нарушения более проявлены в высокоскоростном сегменте (от 15° до 14° ю.ш. на изохроне 30 млн лет). Это означает, что разница скоростей кроме простого сгущивания в высокоскоростном блоке, может компенсироваться путем обмена деформаций между блоками: растяжением низкоскоростного высокоскоростным и растяжением внутри высокоскоростного при сцеплении его части с низкоскорост-

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

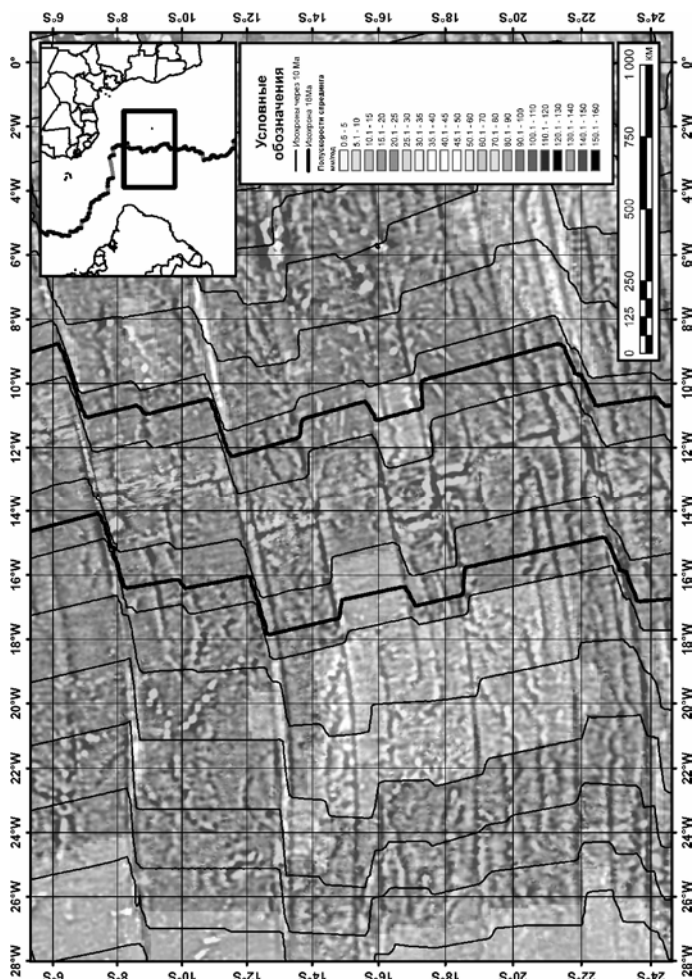


Рисунок. Остаточный рельеф осевой зоны САХ и флангов между 7° и 24° ю.ш., полученный высокочастотной фильтрацией полного рельефа (GEBCO, 2014) на 30-секундной матрице значений для длин волн менее 75 км. Жирными линиями показано положение изохроны 16 млн лет с обоих флангов САХ, другие изохроны построены с шагом 10 млн лет. Среднеквадратичный разброс значений остаточного рельефа составляет ± 232 м, минимальные и максимальные значения — около ± 5000 м. Значения полускоростей даны по [3]

ным. В любом случае между сегментами в пассивной части разлома формируется дефект в виде серпентинитов и брекчий вдоль разрыва, который «вмораживается» в плиту и может быть местом активизации смещений между блоками плит при любой неоднородности их движения.

Есть другая версия генезиса дискордантных зон, которая опирается на идею вдоль осевого перетекания прогретого вещества [4] в пространстве сегмента САХ, ограниченного трансформными смещениями. По мнению авторов [4] в осевом сечении наблюдаются ячейки с восходящим потоком внутри и растекании вдоль оси к краям сегмента. Этим в цитируемой работе объясняется нестабильность, приводящая к перескоку спрединга и магнитных аномалий параллельно оси САХ. При этом в центральной части сегмента над этим потоком формируются приподнятые участки долины САХ, а ближе к краям могут формироваться локальные депрессии. Концепция локальной вдольосевой смещения вещества может быть применена для объяснения формирования дискордантных зон. Если конфигурация вдольосевых ячеек меняется во времени – например, смещается в субмеридиональном направлении – то положение локальных депрессий отслеживает эти изменения и может сформировать отображенные на рисунке извилистые дискордантные зоны. Многие объекты этого типа имеют симметричный рисунок на обоих флангах САХ, что дает дополнительную аргументацию в пользу этого механизма. Но существуют несимметричные дискордантные зоны, которые могут быть объяснены сдвиговым механизмом за счет разницы полускоростей спрединга, описанным выше. Авторы идеи [4] провели ее анализ по зоне САХ от нулевого возраста до ~4 млн лет по линейным магнитным аномалиям, полученным детальной съемкой. Использование остаточного высокочастотного рельефа позволяет оценить пространственно-временную динамику вещества оси САХ на всем пространстве котловин, где разломные и дискордантные трог не полностью выровнены осадконакоплением, включая области АМП без инверсий полярности. Таким образом, область использования этой идеи может быть существенно шире. Предположение о подобном механизме формирования косых трогов, примыкающих непосредственно к САХ, приведено в [5].

С позиций скоростной дифференциации, эволюционирующей во времени, можно объяснить наличие разломов «отшельников», представленных прямыми трогами, не имеющими связи с осевой зоной САХ, по определению [6]. Подобная структура отмечается в пределах упомянутого выше интервала от 17° до 15° ю.ш. на расстоянии около 400 км к западу от САХ. Ее исчезновение около 20 млн лет назад может быть связано с относительным выравниванием полускоростей спредин-

га на сопредельных сегментах, на которых в более ранний период имела-сь разница. При этом северная часть была более скоростной, если судить по наличию дискордантных нарушений в южной. Частая смена относительных скоростных режимов в многочисленных сегментах САХ привела к формированию мозаичной картины рельефа океанического субстрата, представленного чередованием участков с насыщением дискордантными нарушениями и их отсутствием. Таким образом, помимо АМП, остаточный рельеф является основой для восстановления детальной кинематической эволюции спредингового субстрата, деформаций осадочного чехла и характера палеонапряжений. Насыщенность дискордантных нарушений является параметром, определяющим зональность литосферы по ее деформациям. Данные процессы могут происходить в каждом сегменте литосферы Атлантики, определяемом трансформными разломами, но наличие «холодных» подлитосферных линз и менее вязкой мантии в промежутках между ними может активизировать процессы на этих интервалах и усилить асимметрию движения. Необходимо отметить, что скоростная дифференциация должна приводить к образованию асимметричных относительно оси САХ дискордантных форм рельефа. Симметричные формы, скорее всего, формируются при вдольосевом перетоке менее вязкого вещества верхней мантии, контролирующем образование дополнительных трогов между прямыми трансформными разломами, сегментирующими САХ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-05888.

Литература

1. Маценков С.П., Литвинов Э.М., Горшков А.Г., Лукашевич И.П. Геофизические критерии выявления региональных обстановок, благоприятных для образования глубоководных полиметаллических сульфидов / Под ред. Грамберга И.С., Строева П.А. Глубинное строение и геодинамика литосферы Атлантического и Тихого океанов. М.: Наука, 1992. С. 151–178.
2. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. (<http://www.gebco.net>)
3. Muller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* G3. 2008. V. 9. N. 4. P. 1–19. doi:10.1029/2007GC001743.
4. Аглонов С.В., Трунин А.А. Миграция локальной неустойчивости спрединга вдоль оси дивергентной границы: Срединно-Атлантический хребет между трансформными разломами Марафон и Кейн // *Физика Земли*. 1995. № 9. С. 24–34.
5. Fairhead J.D., Wilson M. Plate tectonic processes in the South Atlantic Ocean: Do we need deep mantle plumes? // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2005. V. 388. P. 537–553. doi:10.1130/0-8137-2388-4.537

Э.М. Спиридонов¹

О составе фундамента киммерид Горного Крыма

Горный Крым – мезозойское – киммерийское покровно-складчатое сооружение, состоящее из северной Лозовской зоны смятия и южной Горно-Крымской зоны [4, 6]. Лучший знаток геологии Крыма – Михаил Владимирович Муратов, полагал, что под мезозойскими складчатыми сооружениями Горного Крыма продолжают существовать структуры выделенной им в северной части Крыма эпигерцинской Скифской плиты [6]. Это отражено на составленном Н.В. Короновским профиле через структуры Крыма, где показано, что киммериды Горного Крыма подстилаются сложно дислоцированными толщами девона.

Некоторые геологи полагают наличие в Горном Крыму коры океанического типа [8]. Маломощные тела апогипербазитовых антигоритовых серпентинитов вскрыты в структурной скважине Р-1 глубиной около 3.5 км в районе г. Симферополя под мезозойскими отложениями. Уровень метаморфизма данных серпентинитов отвечает фации зелёных сланцев. Уровень метаморфизма мезозойских осадочных и вулканических толщ и интрузивных образований Крыма отвечают цеолитовой и низкотемпературной части пренит-пумпеллитовой фаций [9–11, 19]. Судя по степени метаморфизма вскрытых скважиной Р-1 антигоритовых серпентинитов, – это фрагменты домезозойских офиолитов, которые по петрографическим наблюдениям Г.К. Ерёмченко и Э.М. Спиридонова, залегают среди древних метаморфических пород. Мелкие тела интрузивных пикритов и ассоциирующих оливиновых габброидов под Балаклавой, выявленные В.И. Лысенко (филиал МГУ в Севастополе) более 15 лет назад, отнесены к офиолитовой формации [8] ошибочно. Аналогичные породы ранее были вскрыты в ряде глубоких скважин в районе Симферополя и описаны В.В. Плоско как ассоциация пикритов и кварцевых диабазов [7].

По геологическим соотношениям, составу горных пород и минералов (оливин – железистый хризолит – гиалосидерит, хромшпинелиды, обогащённые Ti и Zr), – это образования островодужной пикрит–габ-

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

бронорит–долерит–диоритовой формации – Первомайско-Аюдагского интрузивного комплекса [11, 12]. Таким образом, наличие в Горном Крыму мезозойской офиолитовой формации и представление об океанической природе фундамента складчатой области Горного Крыма реально не доказаны.

Метаморфические образования в структурной скважине Р-1 у Симферополя. Этой скважиной ниже практически не метаморфизованных отложений мезозоя вскрыт много сотен метровый разрез сложно дислоцированных кордиерит содержащих биотитовых кристаллических сланцев, биотит-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев с кварцем и без кварца, амфиболитов и клинопироксеновых амфиболитов, плагиогнейсов амфиболитовой фации. Породы интенсивно диафторированы в условиях фации зелёных сланцев, отдельные полосы в них представлены кварц-фенгитовыми кристаллосланцами.

По наблюдениям Г.К. Ерёменко породы, вскрытые скважиной Р-1, аналогичны метаморфическим породам палеопротерозоя–неоархея южной части Украинского щита Русской платформы, которые обнажены вдоль северного берега Азовского моря.

Островдужные феррокордиерит-альмандиновые плагиориолиты горы Кагель. Дайковые плагиориолиты возможно принадлежат III фазе бодракско-карадагского субвулканического комплекса [11]. Они содержат вкрапления розово-красного граната размером до 2 мм – амёбовидные ситовидные кварц-гранатовые срастания с гранобластовой структурой. Такую форму и структуру нередко имеют порфириобласты граната в бедных калием метапелитах [1, 3, 5, 15, 17]. Гранат срастаний плавно зональный: в центре – спессартин-альмандин с 66–68 % минала альмандина, 24–26 % минала спессартина, 4–5 % минала пироба; к внешней части содержание Мп плавно снижается, а содержание Mg плавно растёт; гранат внешней части – это Мп-Mg альмандин (75–77 % альмандина, 9–11 % пироба, 8–10 % спессартина). Гранаты такого облика (порфириобласты), такого состава и с такой зональностью типичны для железистых метапелитов амфиболитовой фации [1, 3, 5, 16, 17]. Итак, ситовидные кварц-гранатовые срастания в плагиориолитах горы Кагель – не вкрапленники, а реститы, тугоплавкие остатки от плавления протолита [20]. Состав пород, при палингенезе которых возник расплав плагиориолитов горы Кагель, вероятно, отвечал кордиерит-альмандиновым плагиогнейсам. Оценка параметров формирования этих пород по составу граната и кордиерита [1, 3, 5, 16, 17] – ~ 550° С и 4 кбар, т.е. это метаморфиты амфиболитовой фации умеренного давления.

Реститовые циркон и торит в островодужных габброидах интрузива Аю-Даг. Известково-щелочные высокоглинозёмистые кварцевые габброиды Аю-Дага содержат два генетических типа акцессорных циркона и торита. Первый (преобладающий) – ксенокристы циркона с вростками торита, с ярко выраженными следами растворения (оплавления) – с массой лакун и изрезанными внешними контурами. Размер кристаллов реститового циркона 10-60, чаще 20–30 микрон. По составу этот циркон представлен тремя разновидностями: 1) обогащённый гафнием (до 6 мас. % HfO_2 , $\text{Zr/Hf}=19.7\text{--}20.6$); 2) бедный гафнием и обогащённый торием (до 4 % ThO_2 , $\text{Zr/Hf}=71\text{--}120$), – это ограниченный твёрдый раствор циркон–торит; 3) бедный гафнием и обогащённый иттрием, фосфором и торием (до 6 % Y_2O_3 , 3 % P_2O_5 , 5 % ThO_2 , $\text{Zr/Hf}=120\text{--}143$), – это твёрдый раствор циркон–ксенотим–торит. Размер кристаллов реститового торита от долей до 25, обычно менее 5 микрон. Торит ксенокристов богат ураном, содержит 7.4–8.5 % UO_2 , $\text{Th/U}=8.3\text{--}9.4$. Второй тип – сингенетичный габброидам циркон слагает стандартные мелкие правильные зональные кристаллы. Этот циркон крайне беден Th, U, Y, содержит 0.5–0.6 мас. % HfO_2 , $\text{Zr/Hf}=174\text{--}205$. Сингенетичный торит вырос на сингенетичный циркон и слагает обособленные кристаллы, беден U, $\text{Th/U}=40.3$. Реститовые циркон и торит в габброидах Аю-Дага по составу отвечают циркону и ториту высоко радиоактивных гранитов [17, 19, 21]. Изотопный возраст циркона ксенокристов Аю-Дага > 2 млрд лет [13]. Таким образом, магма Аю-Дага была контаминирована веществом раннедокембрийских высокорadioактивных гранитов, сквозь которые она прорвалась. Ситуация Аю-Дага похожа на Камбалду, где базиты содержат ксенокристы циркона из древних метаморфических пород подложки [14].

Реститовый циркон в островодужных вулканитах Карадагского массива. Столь же древний реститовый циркон содержат вулканиты Карадагского массива [13].

Выводы. На основании приведенных фактических данных можно предположить, что в составе фундамента киммерид Горного Крыма присутствуют фрагменты древней зрелой континентальной коры с телами высокорadioактивных гранитов, возможном продолжении на юг структур Украинского щита Русской платформы. Возможно, по этой причине: 1. Горный Крым – складчатая область с редуцированной историей геологического развития; 2. магматические образования развиты в Горном Крыму относительно не широко, слагая менее 10 % объёма складчатого комплекса [2, 6].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00241).

Литература

1. Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 103 с.
2. Луцкий В.И. Петрография Крыма. Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография. Вып. 8. М.; Л.: изд. АН СССР, 1939. 98 с.
3. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
4. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–21.
5. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.
6. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. II. М.: Недра, 1973. 192 с.
7. Плошко В.В., Сиденко О.Г., Иванов В.И., Сукач В.С. Ассоциация пикритов и кварцевых диабазов Крыма // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. С. 442–445.
8. Промыслова М.Ю., Дёмина Л.И., Бычков А.Ю., Гуцин А.И., Царёв В.В. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестн. МГУ. Геология. 2014. № 6. С. 14–22.
9. Спиридонов Э.М. Метаморфические и метасоматические образования Горного Крыма // Геол. строение Качинского поднятия Горного Крыма. Т. II. М.: МГУ, 1989. С. 136–152.
10. Спиридонов Э.М. Островодужные феррокордиерит-альмандиновые плагиориолиты горы Кабель, Горный Крым // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2017. № 2. С. 15–21.
11. Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статьи 1 и 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–134. Вып. 6. С. 102–112.
12. Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Коротаева Н.Н., Семиколенных Е.С. Цирконолит, бадделеит, чевкинит, ильменит, циркон, торит, ортит, монацит островодужных анортит-битовнитовых кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Крым // Фёдоровская сессия 2016. СПб., 2016. С. 171–173.
13. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Киев, 2013. 40 с.
14. Compston W. Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones belt // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 76. P. 229–311.
15. Johnson S.E. Porphyroblast microstructures. A review of current and future trends // Amer. Mineral. 1999. V. 84. P. 1711–1726.

16. *Kepezhinskas K.B., Khlestov V.V.* The petrogenetic grid and subfacies for middle temperature metapelites // *J. Petrol.* 1977. V. 18. P. 114–143.
17. *Philpotts A.R., Ague J.J.* Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, 2009. 667 p.
18. *Poldervaart A.* Zircon in rocks. 2. Igneous rocks // *Amer. J. Sci.* 1956. V. 254. P. 521–554.
19. *Spiridonov E.M.* Gemstone deposits of the former Soviet Union // *J. Gemmol.* 1998. V. 26. № 2. P. 111–125.
20. *Wolf M.B., Wyllie P.J.* Garnet growth during amphibolite anatexis: implications of a granatiferous restite // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 353–373.
21. Zircon (eds. *Hancler J.M., Hoskin P.W.O.*) // *Rev. Mineral. Geochem.* 2004. V. 53. 500 p.

Э.М. Спиридонов¹

Метаморфические образования киммерид Горного Крыма

Горный Крым – мезозойское – киммерийское покровно-складчатое сооружение с длительной и сложной историей геологического развития [5–7, 9, 10, 16], включающее различные типы метаморфических горных пород [1, 3, 5, 6, 11, 13–16, 19, 20].

Высокоградные метаморфические образования. Фрагмент докембрийского фундамента, вскрытый структурной скважиной Р-1 около Симферополя, состоят интенсивно дислоцированные кордиерит содержащие биотитовые кристаллические сланцы, кварц-биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы, амфиболиты, салитовые амфиболиты, плагиогнейсы амфиболитовой фации (петрографические наблюдения Г.К. Ерёмченко и Э.М. Спиридонова). Породы интенсивно диафторированы в условиях фации зелёных сланцев, отдельные прослои в них превращены в кварц-фенгитовые кристаллосланцы. По мнению Г.К. Ерёмченко эти породы аналогичны метаморфическим породам раннего докембрия южной части Украинского щита Русской платформы, обнаженным на северном берегу Азовского моря. Фрагменты метаморфитов фундамента содержат плагиориолиты даек горы Капель [14]. Это ситовидные кварц-гранатовые (спессартин-альмандин с краями, обогащёнными магнием) срастания с гранобластовой структурой и феррокордье-

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

рит, типичные для железистых метapelитов амфиболитовой фации; параметры формирования протолита по составу граната и кордиерита [8, 17, 18] – ~ 550° С и 4 кбар.

Поскольку уровень метаморфизма мезозойских осадочных и вулканических толщ и интрузивных образований Горного Крыма не выше низко-Т части пренит-пумпеллитовой фации [13–16, 21], постольку имеет место главное метаморфическое „несогласие“.

Низкоградные метаморфические образования. Эпигенетичный региональный низкоградный метаморфизм (НГМ) в условиях цеолитовой фации (ЦФ) и пренит-пумпеллитовой фации (ППФ) широко проявлен в киммеридах Горного Крыма, захватив осадочные и вулканические толщи и интрузивы доверхнеюрского возраста [13, 15, 20]. Наиболее ярко выражены продукты метаморфизма базитов. Так, габброидный интрузив Аю-Дага практически не выражен в магнитном поле, хотя габброиды содержат до 10 % титаномagnetита; причина – при процессах НГМ, который проходит при повышенной $f O_2$, большая часть титаномagnetита была выщелочена или замещена титангематитом. Проявлены 3 стадии НГМ. Первая – погружение и метаморфизм в условиях ЦФ с образованием анальцима и затем ломонтита. Вторая – максимальное погружение и метаморфизм в условиях ППФ с массовым развитием пренита, пумпеллита, хлоритов, эпидота, альбита, актинолита, титанита, стильпномелана; при этом анальцит и ломонтит 1 стадии были псевдоморфно замещены пренитом, актинолитом; 3 стадия – воздымание и метаморфизм в условиях ЦФ. При этом, на метагабброиды ППФ с корками сферокристаллов пренита, пренита и пумпеллита ($\pm$ кальцит, кварц, альбит, актинолит) выросли сферолиты гиrolита, окенита, кристаллы бабингтонита, датолита, гидроксил-фторапофиллита (все с иглами актинолита); на них – друзы окенита, фторапофиллита $\pm$ кальцит, кварц; на них – друзы и агрегаты ломонтита, затем гейландита-(Ca), затем гмелинита-(Ca), далее – анальцима, филлипсита, уэльсита $\pm$ кальцит, анкерит; одно из наиболее поздних и низко-Т образований – агрегаты палыгорскита. Ломонтит и иные цеолиты в метабазитах часто окрашены микроворостками лепидокрокита или гематита на удалении от контактов с вмещающими осадочными породами. Близ контактов с ними цеолиты ассоциируют с пиритом и бесцветны.

Осадочные породы метаморфизованы как и магматические. Так, в песчаниках таврической серии в трещинах гидроразрыва развиты кристаллы дымчатого кварца, кальцита, хлорита и пирита; кварц содержит флюидные включения с Т гом. до 310° С.

В [12] о породах мыса Фиолент под Блаклавой написано «в меланже встречаются метаморфизованные ультрабазиты, состоящие из эпидота,

хлорита и кальцита, с редкими альбитом, кварцем и роговой обманкой. Присутствие последней в парагенезисе с эпидотом указывает на нижнюю границу эпидот-амфиболитовой фации». Из описания ясно, что это не ультрабазиты. Это метаморфизованные пикритовые габбро-нориты с редкой поздней роговой обманкой, в них оливин замещён хризотилом и менее антигоритом. Лизардит устойчив ниже 300° С [8, 19]. Итак, указанные породы – метаморфиты ППФ, как и расположенные рядом спилиты – метаморфизованные в условиях ППФ шаровые лавы базальтов байоса [2, 6, 13, 16].

В позднелюрское время вулканы Карадага позднелюрского возраста вместе с окружающими терригенными толщами Т₂–J₁ и J₂ были интенсивно дислоцированы, погружены на глубину не менее 3–5 км, захвачены процессами регионального низкоградного метаморфизма в условиях цеолитовой, затем низкотемпературной части пренит-пумпеллиитовой, и вновь цеолитовой фации [15]. Карадагский вулканический массив «поставлен на голову», разбит системами разно масштабных разломов, вдоль которых метавулканы обильно пропитаны селадонитом и/или цеолитами, и/или халцедоном. Тектонизированные метавулканы перечены бесчисленными жилами и прожилками цеолитов, кальцита, халцедона. Эти же минералы заполнили газовые пустоты вулканитов. Агрегаты цеолитов и агаты не тектонизированы. В Карадагском вулканическом массиве среди спилитов, метаандезитов (кератофиров) и иных метавулканитов и в зонах дробления среди них развиты Са цеолиты – ранний ломонтит, местами выросший на пренит, более поздние – стильбит, распространённый гейландит и редкие сколецит и оффретит. Ещё более поздние цеолиты по составу всё более натровые: это Na-Са цеолит – мезолит, который сменяют Na цеолиты – натролит и затем анальцим; далее – халцедон в ассоциации с высоко кремнезёмистыми Na цеолитами – дакиардитом-(Na) и морденитом и калиевым цеолитом – эрионитом-(K). Этот тренд был обусловлен ростом $f\text{ CO}_2$ в ходе поздней стадии НГМ на фоне «всплывания» от высоко- до средне-, далее до низкотемпературной субфации цеолитовой фации. Углекислота во всё большей степени связывала Са в кальцит в ассоциации со всё более натровыми цеолитами, а затем способствовала разрушению цеолитов и образованию халцедона [17] и знаменитых нежных агатов Карадага, в том числе сердоликов, выполняющих миндалины в метавулканитах и трещины гидроразрыва среди них, в том числе – среди метаморфизованных вулканических туфов и брекчий [5, 6, 11, 13, 15, 21].

Таким образом, проявлена петля метаморфизма Л.Л. Перчука в условиях регионального НГМ: на стадии погружения (нагружения) в условиях цеолитовой и далее пренит-пумпеллиитовой фации; на стадии

всплывания (аплифта) – в условиях от пренит-пумпеллиитовой фации до цеолитовой, вплоть до её самых низкотемпературных субфаций. Очевидной причиной НГМ было накопление многокилометровых терригенно-карбонатных толщ верхов средней и поздней юры и процессы шарьирования – неоднократного надвигания этих толщ на складчатый комплекс осадочных толщ T_2-J_2 , интрузивы и вулканические массивы J_2 [15]. В конце J_3 метаморфизованные толщи частично были выведены на поверхность и размыты. Их окатанные обломки находятся в конгломератах титона–берриаса [4, 9]. С этими данными согласуются позднеюрские Аг/Аг датировки многих среднеюрских магматических пород Горного Крыма [20].

Отложения мелового возраста Крыма не метаморфизованы.

Контактово-метаморфические образования. В Горном Крыму распространены небольшие по размерам мало глубинные интрузивы габброидов раннебайского Первомайско-Аюдагского комплекса и гранитоидов доверхнеюрского Кастельского комплекса, окружённые узкими ореолами биотитовых роговиков пироксеновой фации с силлиманитом и графитом, биотитовых роговиков роговообманковой фации с андалузитом, кордиеритом, турмалином и пирротинном [6, 11, 16]. Наибольший интерес представляют роговики по кремнисто-глинисто-сидеритовым (анкеритовым) породам ксенолитов в габброидах Аю-Дага, содержащие фаялит, феррокордиерит – секанинаит [1, 3].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00241).

Литература

1. *Ананьев В.А., Ревердатто В.В.* Уникальная ассоциация Fe-апатит – Fe-кордиерит – фаялит Аю-Дага – результат контактового метаморфизма // ДАН. 1997. Т. 353. № 3. С. 362–364.
2. *Воротилов Н.А., Добровольская Т.И., Полканов Ю.А.* Минералогия магматитов байосского палеовулкана Фиолент (Крым) // Зап. Укр. Минерал. об-ва. 2006. Т. 3. С. 37–40.
3. *Ерёменко Г.К., Ерёменко Е.И.* Метакarbonатные контактовые роговики Аю-Дага // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1972. № 7. С. 585–589.
4. *Лебединский В.И., Соловьёв И.В.* Байосские вулканоструктуры Горного Крыма // Геол. журнал. 1988. № 4. С. 85–93.
5. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Дьяконова-Савельева Е.Н.* Вулканическая группа Карадага в Крыму. Л.: изд. АН СССР, 1933. 150 с.
6. *Луцицкий В.И.* Петрография Крыма. Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография. Вып. 8. М.-Л.: изд. АН СССР, 1939. 98 с.

7. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Rogov M.A. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–21.
8. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.
9. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. II. М.: Недра, 1973. 192 с.
10. Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю. и др. MZ-KZ история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вест. МГУ. Геология. 1997. № 3. С. 6–16.
11. Попов С.П. Минералогия Крыма. М.: изд. АН СССР, 1938. 352 с.
12. Промыслова М.Ю., Дёмина Л.И., Косоруков В.Л., Царёв В.В. Метаморфизм оphiолитов мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регион. метаморфизма в докембрии и фанерозое. СПб: ИГГД РАН. 2017. С. 151–153.
13. Спиридонов Э.М. Метаморфические и метасоматические образования Горного Крыма // Геол. строение Качинского поднятия Горного Крыма. Т. II. М.: МГУ, 1989. С. 136–152.
14. Спиридонов Э.М. Островодужные феррокордиерит-альмандиновые плагиориолиты горы Кафель, Горный Крым // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2017. № 2. С. 15–21.
15. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д., Фролова Ю.В., Семиколенных Е.С. Агаты в метавулканитах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами) // Спецвыпуск вестника РФФИ. МОЛНЕТ. 2014. 66 с.
16. Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статьи 1 и 2 // Бюлл. МОИП. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–134. Вып. 6. С. 102–112.
17. Файф В.С., Прайс Н., Томпсон А.Б. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
18. Philpotts A.R., Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, 2009. 667 p.
19. Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J. et al. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. V. 119. P. 412–426.
20. Spiridonov E.M. Gemstone deposits of the former Soviet Union // J. Gemmol. 1998. V. 26. № 2. P. 111–125.

Роль тектоники в формировании аномальных разрезов баженовской свиты Западной Сибири

Баженовская свита Западной Сибири имеет среднюю мощность около 30 м, она сложена черными сланцами – высокоуглеродистыми карбонатно-кремнисто-глинистыми породами верхов нижнего подъяруса титонского яруса – низов берриаса [6]. В центральных районах Западной Сибири обычно с постепенным переходом свита перекрывается подачимовской глинистой пачкой (до 30 м) и песчано-глинистой ачимовской толщей (до 170 м) неокомского возраста [5]. На севере Широкого Приобья отмечаются субмеридионально вытянутые зоны так называемых аномальных разрезов (АР) баженовской свиты. Эти разрезы обычно содержат прослои песчаников или имеют сокращенную мощность черных сланцев, вплоть до их отсутствия [1, 2, 5]. На сейсмических профилях АР связаны с потерей корреляции опорного отражающего горизонта «Б». В литературе рассматриваются разные модели формирования АР: модель палеоостровов, подводно-оползневая, пульсационных течений, клиноформная и другие [1, 5]. АР формировались в конце берриаса или начале валанжина [5].

Предполагается, что баженовская свита, накапливалась в относительно глубоководном (до 500–700 м) простом по своей структуре эпиконтинентальном бассейне [2, 3]. По нашему мнению, следует выделять два суббассейна: Обский, с мелководным холмистым плато в центральной части, и относительно глубоководный – Пур-Тазовский, которые были разделены Надым-Караминской зоной поднятий северо-западного простирания (рисунок) [7, 8]. Новая структурно-фациальная модель позволяет рассмотреть существующие представления о формировании АР с новых позиций.

Тектоника. В конце раннего берриаса прекращается прогибание дна Пур-Тазовского палеобассейна и происходит его компенсация осадками. Одновременно начинается активное погружение Обского бассейна. Мелководное холмистое плато, где ранее накапливалась баженовская свита, погружается. Фации черных сланцев продолжают формироваться только далеко на западе (тутлейская свита). В области развития баженовской свиты в условиях субширотного растяжения возникают субмеридиональные зоны отрывов, в которых локализуется придонный сток

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

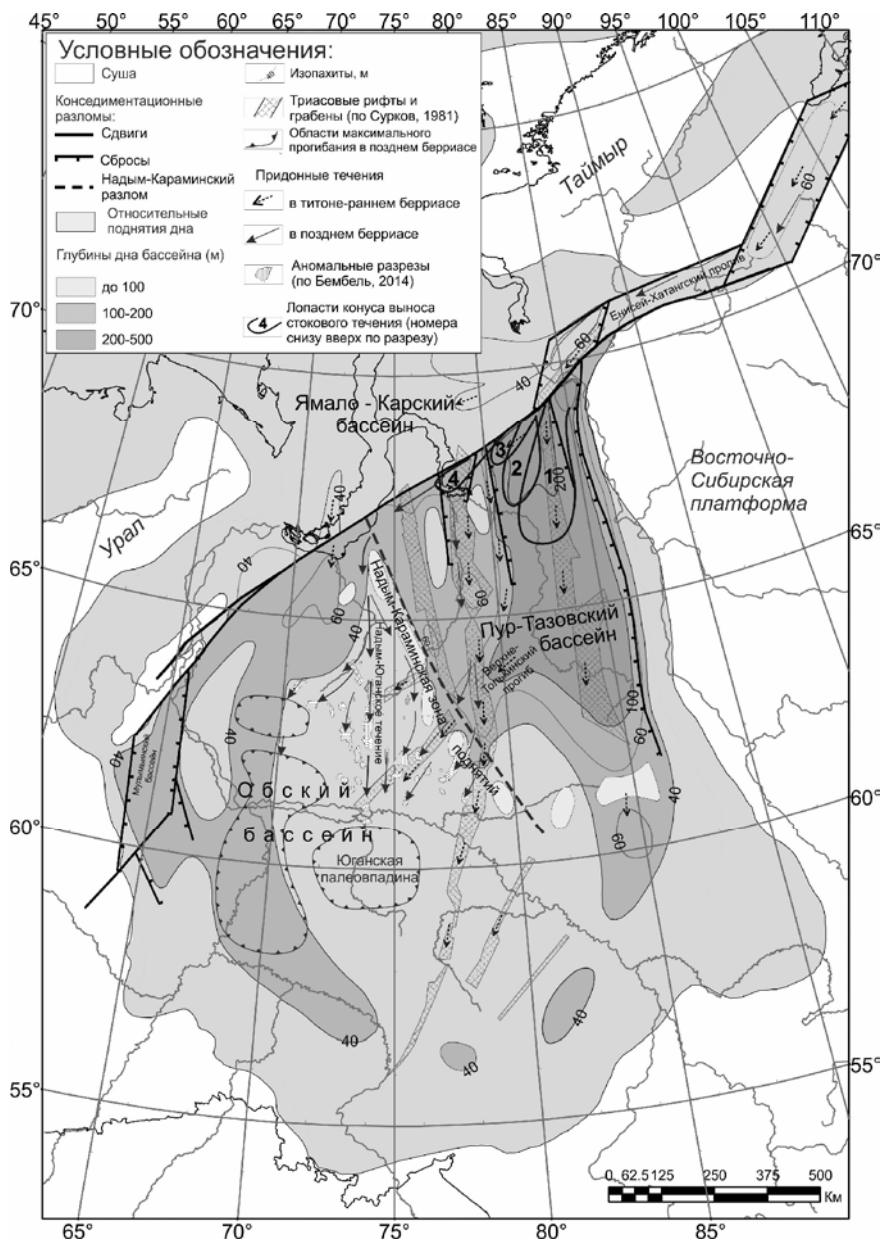


Рисунок. Структурно-фациальная схема Западно-Сибирского бассейна, титон – берриас

из Пур-Тазовского в Обский бассейн. При увеличении угла северо-восточного склона Обского бассейна эрозионная деятельность донных течений усиливается.

Гидродинамика. Уренгой-Колтогорское течение вдоль западного борта Пур-Тазовского палеобассейна в своей дистальной части отклонилось в позднем берриасе в зоне Верхне-Толькинского прогиба на запад и стабилизировалось в створе Аганского триасового грабен-рифта юго-западного протяжения [9]. В титоне – раннем берриасе это течение огибало с востока главное поле накопления черных сланцев. Начиная с позднего берриаса, оно постоянно и активно аэрирует дно погружающегося Обского бассейна и приносит все большее количество глинистого материала, эрозионная деятельность этого течения была невелика. Более мощным было субмеридиональное Надым-Юганское донное течение. Оно активно размывало дно, сложенное баженовской свитой и несло большое количество мелкообломочного материала. По мере замедления погружения дна Обского палеобассейна и повышения в нем уровня пикноклина, Надым-Юганское течение могло давать вдольсклоновые ветви. Они следовали на юго-восток на уровне пикноклина вдоль юго-западного склона Надым-Караминской зоны поднятий. При высоком стабильном положении уровня пикноклина эрозионная деятельность течения снижалась.

Эрозия и седиментация. Енисей-Хатангское стоковое течение на севере Пур-Тазовского бассейна следовало вдоль Приуральско-Хатангского сдвига и формировало над баженовским горизонтом конус выноса (лопасть 4 на рисунке). В Обском бассейне оно меняло направление на меридиональное и давало Надым-Юганское донное течение. На севере в зоне этого течения на сейсмическом профиле наблюдается ложбина шириной 5 км. В ложбине над баженовской свитой без признаков срезания залегают горизонтально слоистые породы толщиной до 50 м. Выше по разрезу такие же отложения развиты в зоне шириной до 25 км. Общая толщина подачимовской пачки составляет здесь 70 м. Южнее в русле Надым-Юганского течения толщина подачимовской пачки уменьшается, а далее на юг прослеживается протяженная (до 200 км) зона AP [1].

Формирование аномальных разрезов. Донные течения создавали эрозионные ложбины дна и формировали шнурковые тела песчаников. При боковой эрозии течения подрезали склоны и вызывали оползание блоков баженовской свиты. Повторения таких эпизодов создавали пачки чередования русловых песчаников и оползневых пластин. Периодическая активность разломов приводила к углублению бассейна, усилению контрастности локального рельефа дна и активизации оползневых процессов.

Формирование АР баженовской свиты на рубеже раннего и позднего берриаса происходило в условиях образования субмеридиональных отрывов в субширотном поле растяжения. Для этого времени характерны редкие геомагнитные инверсии, высокий уровень океана и фаза усиления растяжения в глобальном тектоническом режиме [4].

Литература

1. Бембель С.Р., Цепляева А.И. Геологическое строение и некоторые особенности формирования аномальных разрезов баженовской свиты в Западной Сибири // Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2014. № 10. С. 7–17.
2. Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гулари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.П., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 160 с.
3. Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.
4. Милановский Е.Е. О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового Океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–11.
5. Нестеров И.И., Нежданов А.А., Ушатинский И.Н. Аномальные разрезы баженовской и мегионской свит Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1986. № 4. С. 23–28.
6. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.
7. Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Суслова А.А., Гилаев Р.М., Шелков Е.С. Условия осадконакопления баженовского горизонта Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание. Научные материалы / В.А. Захаров (ред.). М.: ГИН РАН, 2017. С. 209–212.
8. Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Суслова А.А., Гилаев Р.М. Палеогеографические условия Западно-Сибирского бассейна в титоне – раннем берриасе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 10–19.
9. Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 31–37.

Палеотектонические аспекты триасовой истории развития Восточно-Баренцевского шельфа

Реконструкция истории формирования триасовых отложений Восточно-Баренцевского шельфа позволила выявить ряд особенностей, анализ которых привел к уточнению ее важных моментов.

Первый момент. Раннетриасовое время характеризуется сменой источников сноса осадочного материала, об этом свидетельствуют различия между позднепермским и раннетриасовым палеоструктурными планами [1], заключающиеся в резкой смене ориентировки крупных палеоструктур. К крупному Уральскому источнику добавляется новый источник, находящийся на севере региона, – это выведенные на дневную поверхность породы арх. Земля-Франца Иосифа.

Второй момент. Это позднеоленекско-раннеанизийское время, можно рассматривать как своеобразный репер, маркирующий один из периодов активизации глобальных тектонических событий. В это время возобновляются ряд положительных палеоструктур региона [1]. В среднетриасовое время осадочный материал из северного источника сноса стал преобладающим для северной части бассейна, что и обеспечило формирование более мощной толщи среднетриасовых отложений на севере Баренцевского шельфа. Анализом возраста цирконов подтвержден факт о том, что снос материала шел с западных и центральных районов арх. Земля-Франца Иосифа, которые в среднем триасе представляли собой сушу [2].

Все эти события происходили на фоне продолжавшегося формирования суперматерика Пангея-2, распад которого, предопределил зарождение Атлантического океана. Начиная с пермского времени и до середины ранней юры происходила своеобразная подготовка, заключавшаяся в образовании поднятия на месте будущего раскола и образовании системы грабенов.

Таким образом, каждый из этапов триасовой истории развития региона охарактеризован своими особенностями, обусловленными воздействием глобальных тектонических событий.

¹ ФБУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург

1. Суворова Е.Б., Устинов Н.В. Мезозойская эволюция Баренцево-Карского региона // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. Вып. 8. С. 45–56.

2. Дымов В.А., Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.А. и др. 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.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 220 с.

В.Д. Чехович, А.Н. Сухов¹

Офиолитовые аллохтоны в структуре аккретированных островных дуг Олюторской зоны Корякии и Восточной Камчатки

Среди различных классификаций офиолитов существует их разделение по характеру становления в современной структуре складчатой зоны на тетический и кордильерский типы [9, 11]. Становление «тетического» типа происходит при столкновении *континент–дуга–континент*, а становление «кордильерского» типа характеризуется аккрецией *океанических и субдукционных* комплексов на краю континента. Ниже рассматриваются модели становления в современной структуре офиолитовых аллохтонов Олюторской зоны Корякии и Восточной Камчатки.

Офиолитовые аллохтоны в структуре Олюторского островодужного террейна образуют три территориально разобщенных зоны и различаются по составу слагающих их породных ассоциаций. **Первая зона** офиолитовых аллохтонов представлена базальтами, выделяемыми как образования Гытгынского комплекса. Она отмечается вблизи фронта Ватынского надвига верхнемеловых островодужных толщ в Олюторской зоне и на Камчатском перешейке, слагая тектонические окна и пластины базальтов океанического типа. Эти базальты изучены в районах озер Гытгын и Эпильчик, на южном побережье бухты Анастасия и в центральной части Олюторского хребта (бассейн р. Ничакваям). В районе оз. Гытгын толща базальтов с отдельными линзами пелагических известняков датирована альб-туронским возрастом [3]. В районе

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

оз. Эпилъчик толща базальтов перекрывается чистыми без туфогенной примеси яшмовидными кремнями с радиоляриями сеномана–турона, сеномана – раннего коньяка [3]. Вероятно, их формирование началось в альб–туронское время в условиях спрединга образующегося окраинного бассейна и продолжалось, судя по имеющимся микропалеонтологическим определениям, на протяжении почти всего позднего мела. Факт разброса возраста базальтов океанического типа от альба–турона до кампана, косвенно указывает на их формирование в окраинном бассейне ограниченного размера. Однако никаких других пород, обычно представляющих офиолитовую ассоциацию, также как часто сопровождающие офиолитовые аллохтоны метаморфические комплексы, в описываемой зоне не встречено. Естественно, для дополнительного доказательства природы бассейна как тыловодужного, необходимо проанализировать данные по островодужным комплексам, особенно их возраст. Этот вопрос возникал вследствие того, что многие исследователи считали, что Олюторская и Восточно–Камчатская дуги начали развиваться с сантон–кампанского времени. Однако находки планктонных фораминифер, указывающих на коньякский возраст (89–86 млн лет) формирования туфогенно–кремнистых толщ, а также радиологические определения позднеальбского (101 млн лет, Гельмозннанский) и позднетуронского (89 млн лет, Матыскенский) возрастов массивов, являющихся остатками островодужных магматических камер [8], позволяют считать, что зона субдукции (и с определенного времени островная дуга), ограничивающая позднемеловой бассейн, действительно существовала одновременно со спредингом в окраинном бассейне.

Вторая офиолитовая зона тесно связана с аллохтонным по отношению к верхнемеловым островодужным толщам терригенным матриксом, который распространен непосредственно вдоль границы Алеутской океанической котловины с Олюторским островодужным террейном на протяжении более 120 километров. Тонкообломочный терригенный матрикс по геохимическим характеристикам и отсутствию вулканокластических компонентов может сопоставляться с осадками океанического чехла. Среди базальтов, выделяются три геодинамических типа: N-MORB коньяк–кампанского возраста (**собственно офиолитовый тип**), базальты типы OIB и T-MORB, не имеющие точной возрастной привязки, а также щелочные океанические базальты кампанского возраста, слагающие самостоятельный блок Олюторского полуострова. Базальты типа OIB формируют многочисленные, ориентированные в субмеридиональном направлении, достаточно крупные олистолиты в терригенном матриксе, а базальты T-MORB слагают маломощные эффузивные прослои. Базальты N-MORB входят в состав отдельных тек-

тонических пластин, содержащих прослойки яшмовидных кремней. Несмотря на различия в геодинамической природе, все вышеупомянутые типы океанических базальтов по изотопно-геохимическим характеристикам сопоставляются с базальтами Пацифики аналогичной геодинамической принадлежности. Важным обстоятельством является близость возраста базальтов N-MORB (собственно офиолитовой природы) и базальтов иной геодинамической принадлежности, что может свидетельствовать о том, что они формировались в пределах одной океанической плиты. Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что как терригенный матрикс, так и океанические базальты, предположительно, принадлежат меловой плите Кула (или Изанаги).

Третья зона распространения пород офиолитовой ассоциации расположена существенно южнее, протягиваясь от острова Карагинского на севере к полуострову Озерной. В пределах этой зоны преобладают аллохтонные пластины и блоки перидотитов, сопровождаемых серпентинитовым меланжем, полосчатых и массивных габбро и отчетливые поля пород дайкового комплекса. Наиболее крупные выходы представляют собой синформы, ядра которых сложены серпентинизированными гарцбургитами, а в лежащем и висячем боку располагаются породы комплекса параллельных даек и серпентинитовый меланж [2]. Эти образования формируют тектонические покровы как на меловом основании Говенской палеогеновой островной дуги, так и на складчатых терригенных толщах преддугового бассейна. Более мелкие тела перидотитов с серпентинитовым меланжем в лежащем боку формируют многочисленные тектонические линзы в аккреционной структуре толщ преддугового бассейна. Возраст этой ассоциации определяется по датированию цирконов методом U/Pb SHRIMP как кампанский (76–72 млн лет) [5]. В основании аллохтонных блоков и пластин иногда присутствуют метаморфические породы от зеленосланцевой и амфиболитовой (о. Карагинский) до гранат-амфиболитовой (полуостров Озерной). По данным И.Р. Кравченко-Бережного [10], Н.В. Цуканова [7] эта офиолитовая ассоциация имеет признаки надсубдукционного происхождения. Структурное положение этих офиолитовых аллохтонов, западным «ограничением» которых являются верхнемеловые вулканогенно-кремнистые толщи фундамента Говенской палеогеновой дуги, и их присутствие на разных стратиграфических уровнях аккрецированных терригенных толщ палеогенового преддугового бассейна, позволяет достаточно обоснованно относить офиолитовый комплекс острова Карагинского к преддуговому типу.

Офиолитовые аллохтоны в пределах Восточно-Камчатского островодужного террейна распространены главным образом в хребте

Кумроч и в меньшей мере хребте Валагинский [1, 6]. Отмечаются два типа офиолитовых аллохтонов. **Первый тип**, наиболее ярко выраженный, представлен главным образом серпентинитовым меланжем, который слагает значительные площади в хребте Кумроч. В составе меланжа присутствуют все составляющие офиолитовой триады. Считается, что поле офиолитового меланжа образует субгоризонтальный тектонический покров на верхнемеловых–датских складчатых комплексах Восточно-Камчатской (Валагинской) островной дуги и чешуйчатых структурах толщ междугового бассейна. **Второй тип** целиком ассоциируется с исключительно сложно построенной и недостаточно изученной Ветловской тектонической зоной, сложенной в основном палеоценовыми и нижнеэоценовыми терригенными, терригенно-кремнистыми, иногда кремнисто-карбонатными осадочными толщами, среди которых встречаются (на площади практически не закартированные) блоки **нижнеэоценовых базальтов океанической природы** [1, 4]. Структурное положение Ветловской зоны между аккрецированными в раннем эоцене верхнемеловыми комплексами Валагинской (Восточно-Камчатской) островной дуги и палеогеновыми вулканогенными комплексами Кроноцкой дуги, аккрецированной в среднем миоцене, позволяет рассматривать Ветловскую зону как остатки раскрывавшегося в палеогене междугового бассейна с океанической корой.

Приведенные данные свидетельствуют, что становление офиолитовых комплексов Олюторской зоны Корякии и Восточной Камчатки происходило *при последовательном столкновении (аккреции) с континентом внутриокеанических островных дуг*, что в целом укладывается в **кордильерскую** модель становления офиолитов.

Литература

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 158 с.
3. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
4. *Гладенков Ю.Б.*, Расчленение опорного разреза бухты Квачина и проблемы его корреляции// Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.
5. *Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г., Марковский Б.А., Сляднев Б.И.* U-Pb SHRIMP датирование цирконов метаморфических комплексов Восточной Камчатки // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 2. С. 22–40.
6. *Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 103 с.

7. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Новые данные о составе офиолитов Кумрочско-Балагинского сектора Ачайваям-Балагинской палеодуги (Восточная Камчатка) // ДАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 664–668.
8. Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S., Ariskin A.A., Mochalov A.G., Sobolev A.V. Crustal evolution of island-arc ultramafic magma Galmoenan Pyroxenite-Dunite Plutonic Complex, Koryak Highland (Far East Russia) // J. Petrol. 2005. V. 46. № 7. P. 1345–1366.
9. Beccaluva L., Coltorti M., Giunta G., Siena F. Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode // Tectonophysics. 2004. V. 393. P. 163–174.
10. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chamov N.P., Shcherbinina E.A. MORB-like tholeiites a late Eocene turbidite sequence on Karaginsky island (the Western Bering Sea) // Ophiolites. 1990. V. 15. N 2. P. 231–250.
11. Wakabayashi J., Dilek Y. What constitute emplacement of an ophiolite: mechanisms and relationships to subduction initiation and formation of metamorphic soles / Dilek J., Robinson P.T. (eds.). Ophiolites in Earth History // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. P. 427–447.

Д.Е. Белобородов¹, Т.Ю. Тверитинова²

Складчатые и разрывные структуры Керченско-Таманской межпериклинальной зоны, контролирующие грязевой вулканизм

Широко известная проявлениями грязевого вулканизма (ГВ) Керченско-Таманская зона (КТЗ) довольно хорошо изучена [1, 2], но далеко не все вопросы её строения и развития решены окончательно. Для понимания структурной обусловленности процессов грязевого вулканизма КТЗ последовательно рассмотрены различные разнорядковые структуры региона, включающего северную часть Черноморской впадины и южную часть Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы в полосе, захватывающей восточную часть складчатого сооружения горного Крыма и западную часть складчатого сооружения Большого Кавказа.

Первый структурный уровень. Керченско-Таманская зона (КТЗ) – региональный узел пересечения субширотной структуры сжатия СМПП

¹ Институт физики Земли РАН

² Геологический факультет МГУ

(Горный Крым – Большой Кавказ) и поперечной зоны кинематически разнородных структур, выраженных как отрицательными (сам Керченско-Таманский поперечный прогиб, Восточно-Черноморская глубоководная впадина), так и положительными структурами на Скифской плите и в южной части Восточно-Европейской платформы. Проявление грязевого вулканизма (ГВ) сосредоточено в основном непосредственно в Керченско-Таманском прогибе, а также в Черноморской глубоководной впадине, и отвечает области развития майкопской серии. Майкопская серия развита более широко, но развитие грязевого вулканизма в ее пределах происходит только в относительно узкой межпериклинальной поперечной зоне. При удалении от нее вдоль складчатых сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа грязевой вулканизм исчезает – его проявлений нет ни в Западно-Кубанском, ни в Индольском прогибах. Это значит, что фактором ГВ являются не только майкопские отложения. Вместе с тем проявление ГВ выходит за пределы межпериклинального поперечного прогиба непосредственно на периклинали осевых зон (ЮЗ равнина Крыма и Семигорская зона Северо-Западного Кавказа). Вероятно, структурой, активизирующей грязевулканические процессы, является непосредственно сама осевая зона, в том числе и в межпериклинальной части.

Второй структурный уровень. Межпериклинальная зона характеризуется четким проявлением двух главных структурных планов. Крупными поперечными (антикавказскими) структурами – флексурно-разрывными зонами субмеридионального простирания – она делится на несколько блоков, характеризующихся определенным уровнем эрозионно-денудационного среза (ЭДС), отличающимся от уровня ЭДС соседнего блока (рис. 1). Каждый блок, то есть вся межпериклинальная зона в целом, представляет собой систему крупных относительно узких активно развивающихся антиклинальных структур сложного строения, разделенных более широкими просто построенными относительно неактивными синклинальными пространствами. Общий структурный план отражает условия поперечного к складкам субмеридионального сжатия. ГВ приурочен в основном только к сложным антиклинальным зонам и только в единичных случаях к межантиклинальным зонам.

Третий структурный уровень. Каждая антиклинальная структура сложного строения является зоной сдвиговых деформаций – деформация сжатия дополняется сдвиговой деформацией. В таких транспрессивных зонах четко распознаются системы левых и правых кулис, отвечающих соответственно правосдвиговому и левосдвиговому структурам (рис. 2). Положение отдельных антиклиналей в антиклинальных зонах

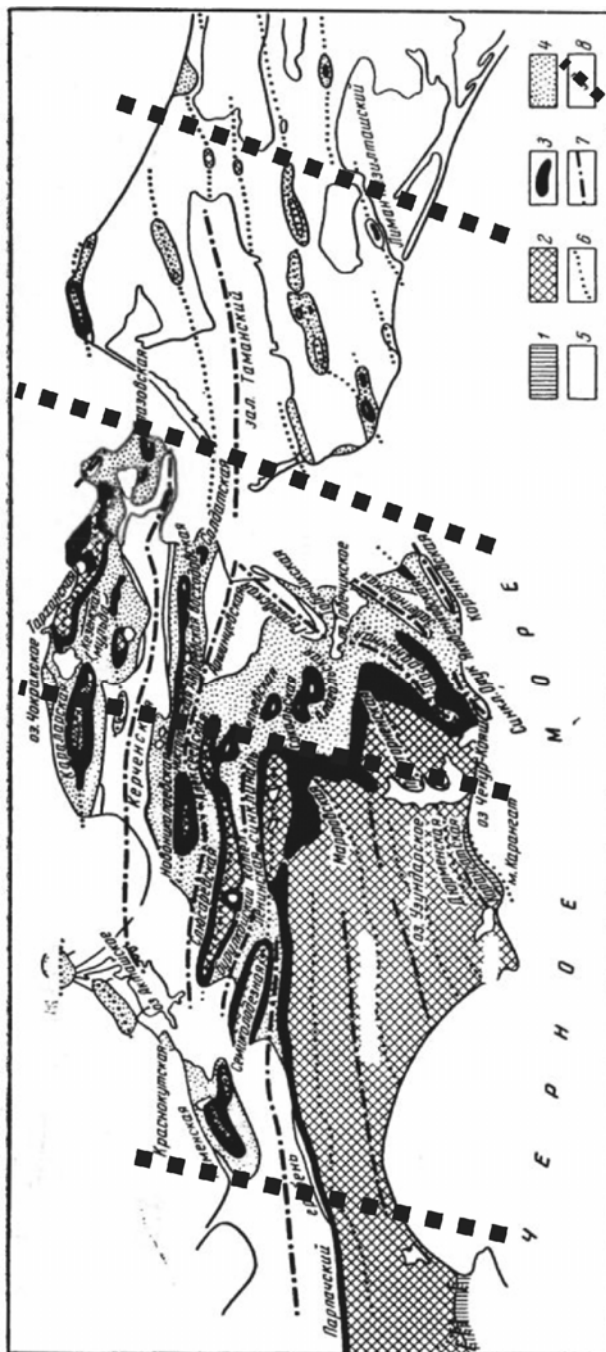


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Керченско-Таманской межпериклиналиной зоны, по: [1], с дополнениями.

1 – меловые и эоценовые отложения; 2 – ядра антиклинальных складок, сложенные майкопской серией; 3 – средний миоцен; 4 – верхний миоцен; 5 – плиоценовые и четвертичные отложения синклиналей; 6 – оси антиклиналей; 7 – оси синклиналей; 8 – поперечные субмеридиональные флексурно-разрывные зоны

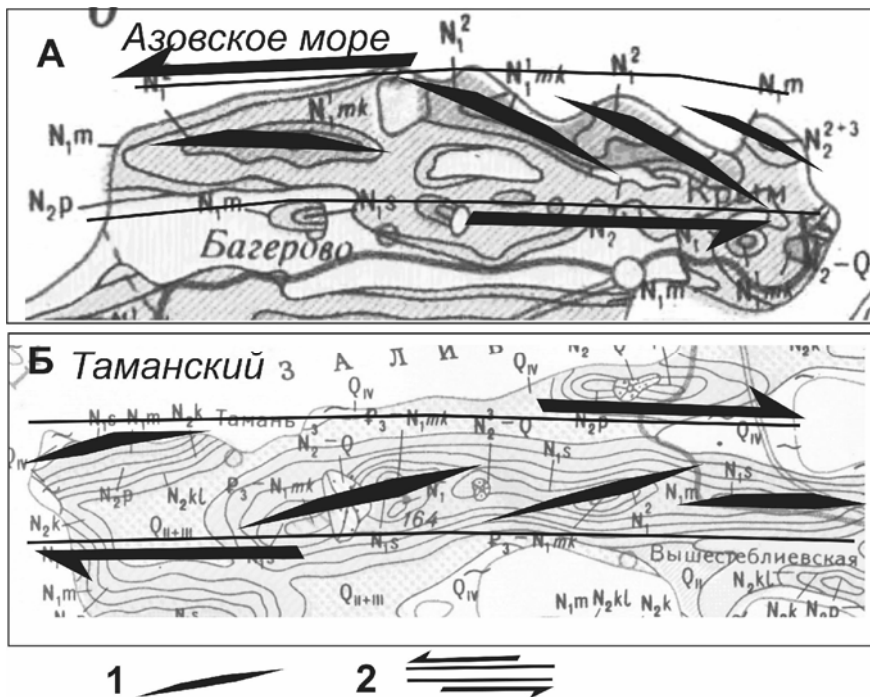


Рис. 2. Строение сложных антиклинальных структур как зон сдвиговых деформаций. А – Северная (Тарханкутская) антиклинальная зона левосдвиговой транспрессии, Б – Карабетовская антиклинальная зона правосдвиговой транспрессии

явно определяется влиянием поперечных структур, выраженных линейными флексурно-разрывными системами. Большинство антиклиналей представляют собой диапировые складки, в формировании которых определяющую роль играют глинистые толщи майкопской серии. Вместе с тем система антиклиналей продолжается в зону, где майкопская серия выходит на поверхность или даже уже просто отсутствует. То есть, майкопская серия лишь благоприятствует развитию диапировых структур в зонах зарождения антиклиналей вследствие совершенно другого фактора другой, более глубинной природы. Процессы ГВ характерны для большинства антиклиналей – с ними связаны действующие или уже недействующие грязевые вулканы, или выявляется сложная зона развития положительных и отрицательных субизометричных структур, указывающих на наличие аномального структурного узла в пределах линейной зоны. И здесь отмечается важнейшая роль майкоп-

ской серии, сильно активизирующая процессы грязевого вулканизма. Но проявления грязевого вулканизма характерны для антиклиналей с более глубоким уровнем ЭДС, где майкопа уже нет, но в разрезе присутствуют более глубокозалегающие глинистые толщи кайнозойского и даже мезозойского возраста.

Четвертый структурный уровень – уровень грязевулканических построек. ГВ имеют различную морфологию – от простых грязевулканических построек до сложно устроенных грязевулканических полей с многочисленными небольшими сопками, сальзами и грифонами. Распределение малых ГВ структур в пределах сложного вулкана закономерно (это узлы решетки), т.е. положение грязевулканических построек подчиняется системе продольных и поперечных проницаемых зон. В эту систему входят как действующие грифоны, так и древние жерла.

Литература

1. Геология СССР. Т. 8. Геологическое описание. Крым. М.: Недра, 1969. 576 с.
2. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар, 2005. 176 с.

Т.Ю. Тверитинова, А.И. Гущин¹

Структурная гомология орогенов (на примере Восточно-Саянского и Крымско-Кавказского орогенов)

Под структурной гомологией (*structural homology*) (лат. *structura* – строение, устройство; *homologia* – согласие, соответствие) – авторы понимают сходство структур как следствие общности механизмов их формирования. На примере относительно небольших участков Восточно-Саянского и Крымско-Кавказского орогенов изучен ряд их важных особенностей строения. Первый объект – участок зоны Главного Саянского разлома (ГСР) северо-западного простираения на границе Сибирской древней платформы и структур Урало-Монгольского пояса, причленившихся к платформе в конце байкальской эпохи складчатости. Зона сочленения отражает сложные процессы последующей эволюции с формированием систем периодически раскрывающихся и закрываю-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

щихся продольных приразломных прогибов [2]. Участок в зоне ГСР расположен на границе раннерифейского и средне-позднерифейского грабенов. В рифейских метаморфитах выражена система продольных структур сжатия в виде метаморфической сланцеватости и полосчатости, системы сильно сжатых почти изоклинальных складок и системы крутопадающих разрывов содвигового типа (с различным направлением относительного перемещения крыльев – взбросов, сбросов, правых и левых сдвигов). Местами наблюдается переход от крутопадающих структур к наклонным и пологим вплоть до субгоризонтальных с моноили дивергентным перемещением висячих крыльев от зон сжатия. Вдоль ГСР фиксируется преобладающая правосдвиговая составляющая смещений, определившая формирование системы присдвиговых складок с вертикальными шарнирами, правосдвиговыми дизъюнктивами и системы поперечных дискретно расположенных структур растяжения, насыщенных кварц-карбонатным жильным материалом. Детальный структурно-кинематический анализ показывает сложность обстановки вдоль всей зоны при различных деформационных условиях в каждом конкретном месте, но при этом сохраняется выдержанность общего структурного плана. Обработка замеров зеркал скольжения по специальной программе восстановления последовательности этапов деформации [1, 4] позволила выявить до шести динамических обстановок формирования, которые можно сопоставлять с разновозрастными этапами тектонического развития. Последнее по времени проявления поле напряжений сдвигового типа с меридиональной ориентировкой оси максимального сжатия и широтной ориентировкой оси максимального растяжения отвечает новейшему полю напряжений, определяющего современную сейсмичность региона. Этому полю напряжений предшествовали обстановка надвигового поля напряжений также с меридиональной ориентировкой максимального сжатия, которому, в свою очередь предшествовала обстановка широтного латерального сжатия. Имеющиеся данные позволяют продолжить этот ряд до более ранних структурных обстановок.

Второй объект – альпийская Керченско-Таманская межпериклиналичная зона с характерными системами диапировых антиклиналей с насаженными на них грязевулканическими постройками [3, 8]. Структурные наблюдения показывают, что диапировые антиклинали являются структурами горизонтального сжатия. Они образуют закономерную систему кулисно расположенных антиклинальных зон, указывающих как на условия общего латерального поперечного сжатия, так и на сдвиговые составляющие вдоль отдельных антиклинальных зон и всей периклиналичной зоны в целом. Интенсивное сжатие и рост антиклиналей

выражены в активном глиняном диапиризме в ядрах антиклиналей. На крыльях антиклиналей развиты структуры покровного типа как в виде субпослойных смещений, приуроченных к резким литологическим контактам, так и в виде секущих надвиговых структур с перемещением висячих блоков в сторону смежных синклиналей. Положение грязевулканических построек, связанных с диапировыми антиклиналями также закономерно. Грязевые вулканы приурочены в подавляющем большинстве к ядрам диапировых антиклиналей. Грязевулканические постройки расположены дискретно с определенным шагом в узлах пересечения диапировых антиклиналей с поперечными или косыми дизъюнктивными или флексурно-разрывными зонами. Организация диапировых антиклиналей в антиклинальные зоны отражает сдвиговую составляющую при формировании крупных структур, объединяющих эшелонированно расположенные простые антиклинали. Главным источником грязевулканической брекчии является мощная толща майкопских глин, но микросейсмические данные указывают на наличие у большинства крупных грязевых вулканов глубокого корня, уходящего в нижележащие деформированные отложения и пересекающие еще ряд потенциально благоприятных глинистых толщ (нижний мел, нижняя–средняя юра) как источника сопочной брекчии [7–9].

Сравнение структурных данных по различным по возрасту и структурному положению объектов позволяет увидеть многие характерные сходства, отражающие развитие этих орогенов как определенным образом построенных структур. И тот, и другой (древний и молодой) орогены – сложные региональные положительные структуры преимущественного сжатия – содвиги [5, 6], возникшие на месте не менее сложных зон преимущественного растяжения. Помимо лежащих в основе орогенов структур сжатия – складчатых и разрывных, в них также широко представлены структуры сдвига. То есть орогены в целом представляют собой транспрессивные структуры (вероятно, предшествующие орогенам сложные зоны растяжения в большинстве своем имели транстенсивную природу). Главной причиной создания орогенов являются встречные латеральные движения крупных континентальных литосферных блоков (коллизия), в условиях которых среди реологически относительно более прочных участков раздавливаются относительно подвижные некомпетентные реологически ослабленные зоны. В результате формируются преимущественно узкие линейные крутопадающие зоны сжатия, растущие главным образом вверх и вниз в вертикальном направлении (горы и корни гор) и в меньшей мере в горизонтальном направлении вдоль этих зон с реализацией сдвиговой составляющей смещения. Вдоль главной системы структур сжатия обычно преобладает одно из направ-

лений сдвиговых смещений, что отражает элемент транспрессивной деформации. Сдвиговая деформация выражена как в наличии сдвиговых разрывов, так и систем эшелонированных структур сжатия и растяжения вдоль главной зоны сжатия. Формирование крутопадающих зон расплющивания (содвигов) как корневых зон сопровождается также процессами выжимания из них материала в пологие зоны геодинамических убежищ с формированием структур типа покровов [3]. Переходы от вертикальных структур сжатия (содвигов) к пологим (покровам) обычно происходят через наклонные структуры взбросового типа. Зоны зарождения покровов отвечают в первую очередь литологической контрастности разреза, присутствием в разрезе благоприятных маловязких литологических комплексов, а в условиях развивающейся деформации – уровням ослабленных деформационных зон и появлению реологических контрастов. Развитие взбросовой деформации, как и сдвиговой, сопровождается формированием в вертикальном разрезе систем дискретных (эшелонированных) зон растяжения и сжатия. В результате сложных процессов в деформирующемся объеме того и другого орогена наблюдается сочетание вертикальной (складки, содвиги, транспрессивные и транстенсивные зоны) и горизонтальной тектоники (покровы, тектоническая расслоенность, чередование зон растяжения и сжатия (резервуары и ловушки)). Формирование структуры обоих орогенов сопровождается активной реализацией флюидно-магматических (грязе-вулканических) и литодинамических (тектонических) потоков. Среди них главными являются: восходящий флюидно-магматический поток, тектоническое растекание вверх и в стороны вдоль вертикальных зон при расплющивании, выдавливание из зон расплющивания в зоны геодинамических убежищ с формированием крутопадающих присдвиговых структур растяжения и сжатия и пологих нарушений покровного типа (при формировании которых существенную роль играет гравитационный фактор). Переходные типы структур от крутопадающих до пологих (наклонные сбросы, взбросы, крылья складок) являются в геологическом времени относительно недолговечными, они быстро разрушаются.

Литература

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

2. Галимова Т.Ф., Паикова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47–Нижеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.

3. Геология СССР. Т. 8. Геологическое описание. Крым. М.: Недра, 1969. 576 с.

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

5. Котл М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

6. Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–140.

7. Овсяченко А.Н., Собисевич А.Л., Сысолин А.И. О взаимосвязи современных тектонических процессов и грязевого вулканизма на примере горы Карабетова (Таманский п-ов) // Физика Земли. 2017. № 4. С. 118–129.

8. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар, 2005. 176 с.

**Ал.В. Тевелев, И.А. Прудников, Арк.В. Тевелев,
А.О. Хотылев, Е.А. Володина¹**

Кинематическая модель формирования блока Каратау (Южный Урал)

Тектонический блок Каратау занимает особое положение в структуре Южного Урала. Он сложен рифейскими комплексами, аналогичными комплексам Башкирского мегантиклинория, но располагается западнее его, разделяя крупные впадины Предуральского краевого прогиба – Бельскую и Юрюзано-Сылвенскую. Поэтому этот блок часто именуют "выступом" или "поднятием". О механизме формирования блока Каратау существует целый ряд представлений. Не вдаваясь в подробности, выделим три основные точки зрения. М.М. Тетяев [5] и Н.С. Шатский [6] считали, что блок Каратау возник за счет вертикальных движений. Ю.В. Казанцев [1] и М.А. Камалетдинов [2] полагали, что Каратауский

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

блок был шарьирован в область Предуральского прогиба. А.Ю. Кисин [3] предполагает, что поднятие Каратау – результат общекоровой складчатости.

На наш взгляд, в этих построениях недооценена роль сдвигов, которые в этой части Башкирского мегантиклинория преобладают. Согласно представлениям В.Н. Пучкова [4] примерно по линии внутри мегантиклинория проходит западная граница деформаций форланда тиманид. В нашем понимании этой границе соответствует Катавско-Юрюзанская правосдвиговая зона, которая состоит из серии примерно параллельных крупных (Сулейнский, Юрюзанский, Катав-Ивановский) и оперяющих их более мелких разрывов. Складчатая структура рифейских комплексов во многом подчеркивает правосторонние смещения по всей этой зоне: картируются многочисленные Z-образные подвороты слоёв и реальные правосторонние смещения маркером.

Для того чтобы понять особенности строения Катавско-Юрюзанской зоны и характер распределения напряжений при ее формировании, на четырех опорных объектах по многочисленным мезоструктурным элементам были изучены структурные парагенезы. В результате работ на всех объектах удалось определить ориентировку палеонапряжений, которая оказалась неодинаковой в разных частях зоны.

На объекте "Карьер", который расположен севернее г. Катав-Ивановск, в лежащем крыле Юрюзанского разрыва, структурный парагенез сжатия–растяжения составляют: смыкающее крыло флексуры, вертикальный кливаж, SF-текстура взбросовой кинематики, сколы, косо секущие кливаж, мелкие складки гофрировки с вертикальными осевыми поверхностями, зоны тектонических брекчий. Этот парагенез отвечает горизонтальному сжатию по направлению северо-запад – юго-восток (Аз-300) и растяжению по направлению северо-восток – юго-запад (Аз-30).

На объекте "Башлес", который расположен северо-западнее пос. Башлес, в лежащем крыле Катав-Ивановского разрыва, структурный парагенез сжатия–растяжения составляют: попутные флексуры с крутыми смыкающими крыльями, тонкий кливаж пloyчатости, крупный кинкбанд, надвиговые зеркала скольжения, серии трещин отрыва. Перечисленные структурные элементы входят в парагенез, в котором главная ось сжатия полого погружается на юго-восток, а ось растяжения – горизонтальна и ориентирована на северо-восток.

Объект "Катав-Ивановск" расположен в пределах города Катав-Ивановска, в лежащем крыле разрыва, оперяющего с севера Катав-Ивановский разрыв. В первый (основной) структурный парагенез субмеридионального сжатия– субширотного растяжения входят: наклонные складки северной вергентности, послонные зеркала скольжения, кливаж

плойчатости, S-образные птигматитовые кальцитовые жилы. Ко второму структурному парагенезу субширотного правого сдвига относятся полосы линзовидных левокулисных кальцитовых жил (Т-структуры Риделя), ограниченные параллельными жилами (по Y-сколам Риделя).

Объект "Юрюзань" расположен в г. Юрюзань, непосредственно в зоне Катав-Ивановского разрыва. Здесь выделен парагенез правосторонней транспрессии, в который входят: трещины отрыва (Т-структуры по Риделю), крутые субширотные кальцитовые и сидерит-кальцитовые жилы, в том числе левокулисные, структуры будинажа, Z-структуры, хаотические горизонты пологих сбросов; меридиональный волнистый кливаж; структуры скалывания – расланцевание (Y, R и P синтетические сколы Риделя) и SF-тектониты, тектонические брекчии.

Выяснилось, что непосредственно в зоне крупного разрыва резко преобладают касательные напряжения, которые фиксируются по структурным парагенезам, характерным для зон транспрессии. На удалении от разрывов в обоих их крыльях касательные напряжения почти не проявлены, а имеющиеся структурные парагенезы связаны только с нормальными напряжениями. Вблизи разрывов обычно тоже преобладают нормальные напряжения, но отмечаются и локально выраженные касательные. Таким образом, если судить по структурным парагенезам в крыльях разрывов, их (разрывы) можно отнести к взбросам, а если судить по структурным парагенезам самой зоны разрыва – к сдвигам. То есть морфологически все разрывы Катавско-Юрюзанской зоны представляют собой взбросо-сдвиги, сформировавшиеся в условиях общего субширотного сжатия.

При описании блок Каратау обычно рассматривают в отрыве от других структур, сложенных рифеем. Вместе с тем он является составной частью единого блока, который включает в себя на западе серию субширотных поднятий (антиклинали Каратау, Воробьиных гор, Ажигардак и Березовых гор), а на востоке – Сулеймановскую антиклиналь северо-восточного простирания. Этот блок, который логичнее назвать Каратау-Сулеймановским, имеет форму тупого клина, сужающегося к югу. Он ограничен на западе Ашинским левым сдвигом, на востоке – Первомайской правосторонней зоной транспрессии, а на севере – фронтальным Каратауским надвигом.

Ашинский левый сдвиг имеет амплитуду не менее десяти километров и в восточном крыле компенсируется серией взбросов и надвигов, подобных структуре "конского хвоста". В висячих крыльях взбросов и надвигов выходит рифей, слагающий асимметричные антиклинали, а в лежащих крыльях – палеозойские породы, слагающие асимметричные синклинали. Южнее Ашинский левый сдвиг приобретает меридиональ-

ное простираение и трансформируется в сдвиго-надвиг с серией мелких козырьков, надвинутых на запад. Юго-западное крыло Ашинского сдвига представлено уже пермскими толщами, которые слагают крутое крыло коробчатой синклинали и простираются преимущественно параллельно сдвигу, имея крутые падения и на юго-запад, и на юго-восток.

Фронтальный Каратауский надвиг имеет форму неправильной дуги, выгнутой на север. Аллохтон сложен рифейскими породами, а автохтон – пермскими толщами, которые часто имеют перевернутое залегание в серии опрокинутых складок северо-западной и северной вергентности. Субширотные антиклинали Воробьиных гор, Ажигардак и Березовых гор, сложенные рифеем, имеют строение, подобное строению антиклинали Каратау, с той разницей, что они ограничены взбросами северной вергентности, которые, скорее всего, выполаживаются с глубиной. Таким образом, строение и кинематика зоны Ашинского сдвига отвечают классической модели формирования структур "конского хвоста" с общим детачментом.

Правосторонняя Первомайская зона транспрессии отделяет Сулеймановскую антиклиналь от основного поля развития рифея Башкирского мегантиклинория. Первомайская зона состоит из пучка правых сдвигов северо-восточного простираения, которые расходятся на северо-восток. Юго-восточное крыло сложено рифеем, а северо-западное – девоном. При этом на юго-западе зона пережата до сутуры, а на северо-востоке из зоны транспрессии выдавлена на северо-запад серия мелких надвигов, козырьков, сложенных карбонатно-терригенными породами от нижнего девона до франского яруса включительно и надвинутых на битуминозные известняки фамена. Таким образом, морфология и кинематика Первомайской зоны транспрессии отвечают классической модели формирования такого рода структур с односторонней зоной надвигов.

Выявленные закономерности позволяют в целом оценить кинематику формирования Каратау-Сулеймановского поднятия и крупных разрывов его обрамления. Механизм ее формирования представляется следующим образом. В условиях общеуральского субширотного сжатия весь Каратау-Сулеймановский блок оказался за счет клиновидной морфологии выдавленным по сопряженным сдвиговым зонам не только вверх, но и латерально – на север. Доминирующей, вероятно, была Первомайская зона правосторонней транспрессии, параллельная Катавско-Юрюзанской правосдвиговой зоне и развивавшаяся в условиях простого сдвига. Ашинский левый сдвиг по сути представляет собой скол, формировавшийся в условиях чистого сдвига и осложненный дополнительными структурами типа "конского хвоста".

При этом в пределах самого Каратау-Сулеймановского блока распределение полей напряжения оказалось иным. Движение блока на север определило локальную обстановку меридионального сжатия, которое реализовывалось в формировании крупных субширотных антиклиналей западного обрамления впадины, а впоследствии – элементов широтного кливажа в пределах Симской мульды. Сулеймановская антиклиналь в целом наследует простирание Башкирского мегантиклинория, но при движении на север она отдалялась от положительных структур Ашинского сдвига, поэтому растяжение в пределах блока в такой ситуации было ориентировано субширотно. Как следствие, в центральной части Каратау-Сулеймановского блока широтное растяжение компенсировалось постепенным прогибанием, что и привело к формированию Симской мульды, которая представляет собой пологий прогиб в области горизонтального растяжения.

Литература

1. *Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.
2. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
3. *Кисин А.Ю.* Структурное положение тектонического блока Каратау // Литосфера. 2008. № 4. С. 35–47.
4. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
5. *Тетяев М.М.* Геотектоника СССР. М.-Л.: ГОНТИ, 1938. 298 с.
6. *Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и их классификация. Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 288–368.

Арк. В. Тевелев, С.С. Попов, Ал. В. Тевелев, И.А. Прудников¹

Альпийская тектоника и новейшие отложения северной части Южного Урала

Горное сооружение Урала считается классическим представителем внутриплитных орогенов, история формирования которых до нынешне-

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

го времени остаётся проблемной. В настоящем сообщении приводятся относящиеся к этому вопросу данные, полученные при детальном геологическом и геоморфологическом исследовании в области перехода от Южного Урала к Уфимскому плато в рамках программ ГДП-200 на территории двух смежных листов.

В целом, современный Урал имеет ломаные очертания, которые, так или иначе, отвечают его современной структуре. Основная структурная ось орогена – Главный уральский разлом (ГУР) – играет важнейшую роль и в морфологии горного сооружения. Область максимальных высот Южного Урала находится, в основном, западнее ГУР и приурочена к полю распространения рифейских и более древних комплексов, которая расположена над изгибом ГУР. Сам разлом наклонен на восток.

Такой структурный рисунок, в котором область максимальных поднятий соответствует относительно короткому диагональному (северо-восточному) отрезку разлома, а его меридиональные продолжения относительно опущены, может соответствовать различным деформационным обстановкам. Это может быть однонаправленное (моновергентное) пододвигание, при котором изгиб играет роль правого трансферного сдвига; это может быть встречное дивергентное пододвигание с правым трансферным сдвигом, и третий вариант – изгиб левостороннего регионального левого сдвига с образованием структур выдавливания (*push-up*) в области изгиба.

Все эти модели могут быть применены при анализе тектонической эволюции региона. Чтобы сопоставить их, рассмотрим строение ограничений данного региона.

Важнейшим элементом западного ограничения региона является Предуральский краевой прогиб, выполненный верхнекаменноугольными и пермскими формациями, в основном флишевыми, молассовыми и эвапоритовыми. С севера на юг, от Уфимского плато к долине Урала прогиб сужается, усложняется, и в нем развиваются складки, сложенные не только палеозойскими, но и *триасово-юрскими* отложениями. В ЮВ части прогиба в кайнозое формируется Бельский прогиб – фактически передовой прогиб *альтийского* Урала, выполненный деформированными молассами главным образом миоцена, содержащими довольно крупные угольные и нефтяные залежи.

Восточным ограничением орогена являются сдвиго-раздвиговые структуры – рифтовые бассейны, протягивающиеся вдоль Северного, Среднего и Южного Урала. Бассейны имеют отчетливо ломанный – пулл-апартовый – облик, и в разной степени угленосны. Бассейны выполнены триасово-юрскими осадками, их развитие закончилось складчатостью и частичным, либо полным, схлопыванием бассейнов за счет

надвигания на бассейны их восточной рамы. Амплитуды надвигания увеличивается с севера на юг и завершаются полным перекрытием и превращением рифтовой зоны в шовную (сутуру).

Обобщая эти факты, мы можем предположить, что указанные выше модели актуальны для разных этапов развития орогена. Вариант с моновергентным пододвиганием с запада на восток (в современных координатах), отвечающий расположению палеозойских краевых прогибов, может соответствовать позднепалеозойской–раннекиммерийской орогении Урала. Вариант со встречным пододвиганием и образованием двух противонаправленных структурных дуг, соответствует расположению альпийских впадин (краевых прогибов) и соответствует главной, *аттической* фазе альпийской эпохи. Последний вариант, отвечающий современной морфологии Южного и Среднего Урала, с локальной зоной максимальных поднятий на диагональном отрезке в целом субмеридионального сдвига, может соответствовать предчетвертичной (*роданской*) тектонической фазе.

Современная морфология этого аномального поднятия четко видна на 3-D изображениях всех типов. Центральное место в морфоструктуре занимают высокие хребты зоны Урал-Тау, сложенные преимущественно допалеозойскими комплексами. К востоку от них находятся Передовые хребты, сложенные в основном палеозойскими породами, еще восточнее – зона Восточного склона (Урало-Тобольское плато), ограниченная Копейской разломной зоной, наследующий Челябинский грабен. К северо-западу от центральных поднятий расположено Уфимское плато с Юрюзано-Сылвенской структурной депрессией в тылу, а к западу – Бельская впадина. Область перехода от среднегорного сооружения Урал-Тау к равнинам Юрюзано-Сылвенской впадины и поднятиям Уфимского плато изучалась нами в рамках двух программ ГДП-200. Для этой территории были составлены первые современные карты четвертичных образований. Особенности новейшего развития региона и формационного состава представленных в его чехле плиоцен-четвертичных отложений были использованы для верификации общих моделей его альпийской истории.

На территории северо-восточного, Кусинского листа, сложная складчато-надвиговая структура фундамента региона отражается, так или иначе, в его новейшей морфологии. Поднятия зачастую наследуют положительные структуры домезозойского субстрата, речные долины соответствуют его отрицательным структурам, а крупнейшие разломы фундамента предопределяют структурно-морфологические границы между ними. Важнейшей отрицательной структурой района является Аршинская депрессия в бассейне Большой Арши, правого притока р.

Ай. Она продолжается на юго-запад Айлинской депрессией сходного облика, вместе с которой они образуют Аршинско-Айлинскую ступень в рельефе; последняя, вероятно, наследует исходную предчетвертичную денудационную поверхность.

Территория находящегося юго-западнее Бакальского листа структурирована относительно линейно. Юго-восточная часть территории сложена рифейскими комплексами, образующими здесь горные хребты высотой до 1250 и более метров (хр. Зигальга, Нургуш, Б. Уван, Б. Сука). На фронте горной части территории расположена Айлинско-Аршинская депрессия, имеющая крайне выровненный, иного степного типа рельеф, и опущенная примерно на 500 м по сравнению с вершинной поверхностью граничных с ней хребтов. Депрессия вмещает значительный отрезок долины р. Ай. Сразу за северной границей депрессии, выраженной узким хребтом Ямантау, долина Ая резко расширяется в системах локальных впадин и продолжается далее в структуры Юрюзано-Сылвенского прогиба. Река Ай вместе с р. Юрюзанью являются главными водотоками территории; обе реки пересекают Юрюзано-Сылвенскую депрессию и к западу от нее впадают в Уфу. Анализ флювиальных отложений в долинах и коррелятных им отложениях водораздельных пространств дает ценный материал об истории молодого развития этой территории.

Несмотря на очевидную приуроченность обоих откартированных листов к единым морфологическим зонам северо-восточного простираения, из-за большей высотности и более резкой расчлененности юго-западной части территории (более 1000 м), количество стратонов здесь увеличено. Кроме того, здесь были обнаружены более древние, до эоплейстоценовые образования, что привело к пересмотру возраста верхних поверхностей выравнивания.

Поперечные структурно-геоморфологические профили демонстрируют отчетливо зональную структуру региона, причем внутри зон наблюдается хорошо выраженная ступенчатость. В зоне Урал-Тау высоты достигают 1500 и более метров, вершинные поверхности образуют отчетливую лестницу с выдержанными высотами ступеней. Предгорная область дифференцирована слабее, Основной поверхностью выравнивания здесь Айлинская, крайне пологая, степного облика, в которую круто, с амплитудами около 100 м, врезаны долины основных современных водотоков.

Удивительной особенностью территории является хорошее соответствие молодых отложений и комплексов основания. Допозднеплейстоценовые долинные и водораздельные поверхности выравнивания гипсометрически устойчивы и соответствуют последовательным этапам пла-

нации региона. Эти поверхности коррелируются с определенными свитами фундамента, которые в области перехода от структур Урал-Тау к Уфимскому плато собраны в относительно пологие тектонические пластины, и вскрыты денудацией в порядке их залегания и эрозионной устойчивости. Додевонские комплексы образуют приподнятые блоки, имеют другую структуру и выпадают из рассмотренной последовательности.

Наиболее древние, соответственно самые высокие поверхности выравнивания, расположены на высотах 800–1200 м, и датируются как неоген-четвертичные нерасчлененные. Не исключено, что их формирование началось еще в миоцене, что возвращает нас к комплексу представлений, которые развивались в 60–80 годы прошлого века. Некоторые горные пики оказываются гравитационно-неустойчивыми, как это наблюдается в массиве Бол. Таганая, в котором развита система молодых сбросов амплитудой в первые сотни метров. Блоки сбрасываются по листрическим поверхностям в долину р. Киалим; вершина Бол. Таганая в этих условиях образует горст.

В строении высоких водоразделов выявлено четкое разделение собственно коллювиальных глыбовых накоплений (дерупция), который связан с появлением на поверхности коренных пород всюду на высоте около 1000 м, и курумниковых потоков, которые полосами разной шириной 6–12 м прослеживаются до абсолютных высот около 600 метров. В потоках материал в среднем более мелкий, примерно 40–50 сантиметров, и обычно оглаженный. Генетически они рассматриваются как потоковая разновидность солифюксия. В дерупций вовлечены глыбы размером до 4–6 м величиной и более, материал полностью не оглажен, часто глыбы занимают неустойчивую позицию на склонах и легко мобилизуются в каменные потоки.

Наиболее древние бассейновые отложения были обнаружены в долине р. Ай, в карьере, врезанном в поверхность около 390 м. высотой, возможно, соответствующей Лаклинской поверхности выравнивания. Разрез своеобразен — это тонкослоистые ламинаты, глинисто-алевролитовые пески с отчетливой рябью, возможно ветровой, крайне своеобразные пачки переслаивания песков, алевритов и чистых глин с постепенными переходами между разностями, песчано-алевритовые пачки с расщеплениями (структурами течения) и пр. В палинокомплексах пород разреза обнаружена пыльца реликтовых форм хвойных и теплолюбивых третичных экзотов (ель секции *Otoriga*, тсуга, секвойя, другие кипарисовые и пр.). Набор «таксодиевой» флоры сопоставляется с тургайским комплексом и датируется **средним акчагылом**. Исходя из положения Лаклинской поверхности выравнивания в морфологической структуре района, можно считать,

что врезанные в нее осадки сформировались в айлинское или раннее послейайлинское время, так что начало заключительной тектонической перестройки региона относится к началу квартера в современных его границах.

Важным результатом проведенных исследований было обнаружение долинных лессов в районе работ, на северной периферии Айлинско-Аршинской депрессии. Все лессовые толщи схожи между собой, занимают единую морфологическую позицию в уступе третьей террасы местных рек и объединены нами в Ургалинскую толщу. Отложения имеют прохладные лесные и холодные степные спорово-пыльцевые спектры, и образованы преимущественно в стадию максимального среднеплейстоценового оледенения. Это дает возможность рассматривать Айлинско-Аршинскую депрессию как палеодолину на «хвосте» ложбины стока горного ледника. Крайне интересно, что по морфологии, мощности и структуре с четырьмя горизонтами погребенных почв они полностью соответствуют классическим долинным лессам долины Миссисипи. Возможно, это образец того, что «холодные» климатические обстановки, записанные в разрезах четвертичных отложений, могут коррелироваться на огромных пространствах с той же детальностью, что и «теплые».

Показательной структурно-морфологической особенностью района является наличие цепочек изолированных долинных расширений, с явными признаками современных опусканий в них и своеобразным режимом седиментации.

Детальный морфологический и фациальный анализ впадин показывает их каскадное строение. В пределах единой по облику долины выделяются последовательные сегменты, в каждом из которых поверхность высокой пойменной террасы залегает более полого, чем современный продольный профиль реки. Поэтому на границах сегментов высота террасы скачком уменьшается, а затем наращивается за счет наслаивания самых молодых пачек песчаного аллювия. Такое строение отражает продолжающееся прогибание днища впадин.

Изученные в Скандинавии древние аналоги транзитных впадин, расположенные над Каледонским надвигом, представляют собой цепочки присдвиговые полуграбен, постепенно соединяющихся между собой и расширяющихся. Под надвигом они не прослеживаются и их развитие, видимо, является результатом хрупкой реакции поверхностного слоя на вязкое растяжение в поднадвиговой пластине. Транзитные впадины долин Ая и Юрюзани локализованы в области пологих надвиговых деформаций и, вероятно, имеют такое же сдвиго-сбросовое происхождение.

Глиняный ороген: альпийское развитие Керченского полуострова

Керченский полуостров относится к Керченско-Таманской складчатой области, находящейся в структурной седловине между мегантиклинориями Горного Крыма и Большого Кавказа. Новейшее, то есть альпийское развитие этого региона отмечено рядом специфических и в чем-то противоречивых черт.

1. Регион характеризуется длительным, от мелового до четвертичного периода, пригибанием, следствием которого явилось накопление многокилометровой толщи осадочных образований, в составе которых преобладают морские, преимущественно глинистые фации. В целом, в пределах полуострова на поверхности залегают осадки от верхнего мела до квартера включительно, общей мощностью до 5 км. Скважины глубокого бурения вскрыли и более древние (вплоть до верхней юры) горизонты мезозоя в обычных восточно-крымских фациях мощностью до 1.5 км. Мезозойские образования представлены мергелистыми и глинистыми комплексами, при существенном преобладании последних. Осадки палеоцена–эоцена выходят в береговых обрывах Чёрного моря, где они сложены мергелями и известковистыми глинами общей мощностью 100–120 м. К олигоцену относятся осадки нижней и средней частей майкопской серии, общей мощностью более 2 км, представленные тонкими бескарбонатными глинами, которые формировались на значительной глубине в анаэробной обстановке. Верхняя часть майкопской серии, мощностью около 1 км, сложена нижнемиоценовыми глинами с присыпками и тонкими прослоями песков. Среднемиоценовые образования представлены глинами и карбонатами, причем в восточном направлении, в сторону Керченского пролива, роль карбонатов резко уменьшается. В разрезах верхнего миоцена и более молодых отложений роль глин постепенно уменьшается за счет развития карбонатов, и, в верхах разреза, обломочных терригенных пород. Впрочем, верхнемиоценовые, плиоценовые и четвертичные комплексы относительно маломощны.

2. Для территории Керченского полуострова отмечаются утоненная (35–40 км) кора и пониженная, по сравнению с соседними горно-складчатыми сооружениями, сейсмичность. Тем не менее, в гравитационном поле полуострова выражены региональные отрицательные изостатические аномалии (как в реальных горно-складчатых поясах), веро-

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

ятно отражающие режим горизонтального сжатия и двустороннего поддвига в глубинных горизонтах коры. Дугообразная, выпуклая к югу форма Керченско-Таманского складчатого сооружения предполагает северное пододвигание под него структур Черного моря и формирование амагматической структурной дуги. В то же время, сдвиго-надвиговая структура северного фланга региона с выраженной северной вергентностью говорит о формировании двустороннего, дивергентного орогена классической морфологии. По некоторым предположениям, Керченско-Таманская складчатая зона целиком сорвана со своего основания и надвинута на север по глубинной поверхности срыва.

3. Осадочные толщи полуострова были деформированы в самые поздние, плиоценовые и четвертичные фазы альпийской складчатости. Стиль деформаций своеобразен – тектонические структуры представлены умеренно смятыми брахиморфными складками и малоамплитудными разрывами. При этом, общая структура складчатых зон региона отчетливо дивергентная, предполагающая надвигание и в южном, и в северном направлениях.

Дочетвертичные отложения, выходящие на поверхность в пределах Керченского полуострова, образуют два структурных этажа, разделенных региональным угловым несогласием в подошве плиоцена. Толщи нижнего, мел-миоценового структурного этажа, смяты в сравнительно крупные складки амплитудой до 3–4 км, крылья которых наклонены до 80–90°, но чаще – 20–40°. Наиболее крутые углы падения отмечаются в диапировых ядрах, сложенных майкопом. Складки верхнего (плиоценового) структурного этажа характеризуются пологими залеганиями крыльев, не превышающими 10–15°, и амплитудой не более 1–1.5 км. Поднятия и прогибы верхнего структурного этажа в целом наследуют строение нижнего, однако степень их соответствия в различных районах полуострова различна. Наиболее дисгармонична структура брахи-антиклинория Юго-Западной равнины и обрамляющих его антиклинальных цепей, в которых величина предплиоценового несогласия резко возрастает. В целом, в пределах Керченского полуострова послескладчатые плиоценовые комплексы в пределах синклиналей залегают согласно с нижележащими породами, а в антиклиналях несогласно. Кулисное расположение складок предполагает сдвиго-надвиговой, транс-прессиивный тип деформаций на полуострове.

4. Тектоническая структура Керченского региона отчетливо выражена в его геоморфологическом строении, хотя максимальные амплитуды рельефа не превышают 200 м, а возрастной интервал его формирования приходится, в основном, на последний миллион лет. Процесс общего воздымания Керченского полуострова и рост отдельных склад-

чатых структур, как и повсюду, происходил неравномерно, стадийно. Вследствие этого здесь шло формирование этажей рельефа. Этажи рельефа на полуострове формировались в непосредственной близости к общему базису денудации – уровням Азовского и Черного морей, высотное положение которых в течение четвертичного периода неоднократно изменялось, главным образом, за счет климатических кризисов.

В целом, в рельефе Керченского полуострова было выделено 7 этажей: эоплейстоцен-палеоплейстоценовый; ранненеоплейстоценовый; два средненеоплей-стоценовых, два поздненеоплейстоценовых и голоценовый. Выделенные разновозрастные этажи рельефа отражают стадийность планации и эрозионного расчленения как всей территории Керченского полуострова, так и отдельных ее активных элементов (антиклинальных складок, мульд, разрывов, грязевых вулканов и пр.). Сравнительный анализ морфологии этажей рельефа и их отдельных элементов по площади полуострова, включая такие их характеристики как размеры, простираения, амплитуды, высотное положение, глубины врезов, соотношения со структурой и эрозионной устойчивостью субстрата, позволили выяснить детали их развития и деформационной истории, определить периоды наибольшей тектонической активности изучаемого региона.

5. Новейшая (главным образом четвертичная) структура Керченского полуострова находится в сложных и неоднозначных соотношениях со структурой древней (миоцен-плиоценовой). Ясно проявленная тектоническая зональность и четко выраженная линейность доплиоценовых складчатых форм не характерны для современного структурного плана. При этом, степень несоответствия верхнего и нижнего структурных этажей довольно сильно различается по территории. Наиболее слабая корреляция структурных планов наблюдается в южной части Керченского полуострова, как на территории Юго-Западной равнины, так и к востоку от неё. Для северной части полуострова характерно довольно высокое соответствие четвертичных и доплиоценовых структурных элементов. Важнейшей особенностью неотектонического плана полуострова является его несколько хаотический сетчатый облик и развитие сквозных поперечных прогибов, отвечающих, видимо, новейшему «растеканию» неустойчивого глинистого субстрата территории. Новейшие движения на территории Керченского полуострова, особенно по сравнению с соседние территории Горного Крыма и Западного Кавказа, были вялыми. Максимальные амплитуды вертикальных движений в центральной части территории за плиоцен-четвертичное время не превышали, видимо, 600–650 м. Из сравнения с высотой современного рельефа (всюду ниже 190 м), очевидно, что большая часть этих поднятий была компенсирована активными процессами, главными из которых были взаимосвязанные процессы денудации, гравитационного рас-

текания и грязевого вулканизма, что само по себе свидетельствует о малой скорости, но значительной амплитуде новейших поднятий.

6. В связи с развитием мощных глинистых толщ и достаточно активной современной тектоникой, для региона характерны интенсивное развитие глиняного диапиризма и грязевого вулканизма, который является наиболее ярким проявлением новейшей активности региона. Современные грязевые вулканы распространены на большей части полуострова. Структурно они приурочены, главным образом, к ядрам антиклинальных структур, особенно размытых до майкопских отложений,

Количество вулканических построек разного масштаба измеряется многими десятками. Пространственно и, видимо, генетически они связаны со «вдавленными синклиналями», но могут находиться и за их пределами. Все крупные современные вулканы обнаруживают при бурении погребенные сопочные брекчии в переслаивании с нормальными морскими осадками среднего и верхнего миоцена. По нашему мнению, это является результатом складчатой (плейстоценовой в современном понимании) природы грязевого вулканизма, а погребенные горизонты сопочных брекчий представляют собой инъекционные тела (грязевулканические силлы). Несомненна определённая приуроченность вулканических центров к рассеянным деформационным зонам северо-западной ориентировки, которые в современной динамической обстановке имеют заметную сдвиго-раздвиговую кинематическую компоненту. Показательно плановое размещение значительной части грязевулканических центров с шагом 5–6 км или кратных ему, и предрасположенность к локализации в узлах искаженной гексагональной сетки. Это обстоятельство может быть истолковано в пользу адвективного контроля центров вулканической активности при толщине адвектирующего слоя 2–2.5 км, что примерно соответствует мощности майкопских отложений в ареале грязевого вулканизма. Тектоническая роль грязевого вулканизма заключается в подавлении глубинных очагов неравновесного, напряженного и температурного, состояния субстрата (выравнивания напряжений) за счет выноса материала на поверхность и непрерывного его перемешивания. Это полностью соответствует роли магматического вулканизма в активных вулканических областях

7. Сочетание гравитационного растекания, грязевулканического снятия внутренних напряжений (и температурных неоднородностей), а также денудационной планиции рельефа устанавливает динамическое равновесие между высотой рельефа региона и глубинными напряжениями, вероятно отражающими двустороннее пододвигание комплексов северной и южной рамы региона. В настоящее время, критический равновесный уровень рельефа полуострова около 200 метров.

Дайки кварцевых долеритов (2.3 млрд лет) – как возможные индикаторы геодинамической обстановки в палеопротерозое (Печенгское рудное поле, Балтийский щит)

В последние годы повышенное внимание уделяется дайковым комплексам в качестве индикаторов тектонических событий в раннем докембрии, в частности, раскола протоконтинентов [1], плюмовых событий [2] или тектонической активности сдвиговых зон [3]. Нами изучен рой даек кварцевых долеритов, на СЗ окончании Мурманского блока (рисунок) и выполнен сравнительный анализ с дайковым роем района пос. Лиинахамари в пределах Центрально-Кольского блока [2, 3] и вулканами Печенгской структуры и обсудить их возможную комагматичность и совместное геодинамическое положение.

Дайки кварцевых долеритов широко распространены на территории Кольского п-ова, но максимальное их количество отмечается на участке от границы с Норвегией до перешейка с п-овом Средний. Дайки имеют мелкозернистое строение и долеритовую структуру и по составу отвечают андезибазальтам. В их составе преобладает основной плагиоклаз (50–60 об. %) и моноклинный пироксен (около 40%). Редко встречаются мелкие зерна оливина и акцессорного апатита. Изученный рой даек мог быть северным продолжением роя даек района пос. Лиинахамари (рисунок, вставка), где выделяется 8 генераций даек: от позднеархейской до палеозойской [2, 3]. В районе губы Амбарной известны более древние дайки, чем кварцевые долериты. Среди них дайки высокомагнезильного состава позднеархейского возраста и секущие их габбронориты (2.45 млрд лет). Более молодые дайки – единичны. Это может свидетельствовать о прекращении здесь магматической деятельности после того, как фрагмент Мурманского блока был смещен по правому сдвигу от магмоактивной зоны. Дайки прорывают граниты, плагиограниты и амфиболиты Мурманского блока и проникают в мигматиты тектонической зоны Колмозеро-Воронья, разделяющей породы Мурманского и Центрально-Кольского блоков. Здесь они не столь прямолинейны и имеют переменную мощность. Содержания MgO в дайковых породах варьирует от 4 до 7%. Характерным является низкие концентрации Sr

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия

⁴ Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

(10–50 г/т) и умеренные – Y, Zr, REE. Установлены слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ $(\text{Gd/Yb})_n$ (не более 1.6) на фоне заметного обогащения $(\text{La/Sm})_n = 2.6\text{--}2.9$, незначительной отрицательной Eu аномалией 0.87–0.9 и общего фракционирования $(\text{La/Yb})_n = 5.1\text{--}5.8$. Породы относительно обогащены: Rb, Ba, K, обеднены Nb, Ti и имеют низкие $\text{Sr/Y} = 11\text{--}13$. Дайки не дифференцированные, и состав пород может соответствовать исходной магме, что позволяет реконструировать геодинамические условия их генерации. Отсутствие зон закалок в дайках свидетельствует об относительно повышенной температуре вмещающих пород и отсутствии летучих. Для изотопных исследований была отобрана проба весом 15 кг из дайки мощностью 30 м ($69^{\circ}39'951''\text{C}$ и $31^{\circ}39'949''\text{B}$). Выделение циркона и его исследования выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). По данным U-Pb анализа (TIMS) получен возраст 2304 ± 1 млн лет. Аналогичный возраст имеют дайки района пос. Лиинахамари и вулканы андезибазальтового состава маярвинской свиты ахмалахтинской серии Печенгской структуры.

В восточной части Балтийского щита для палеопротерозойского этапа выделяется два крупных тектономагматических события, которые ассоциируются с плюмовой активностью и формированием рифтовой системы карелид [4], состоящей из сдвиговых зон, в которых формировались трогии пулапартного типа, выполненные бимодальной серией с незначительным количеством осадков. Сумийское плюмовое событие (2.5–2.4 млрд лет) помимо вулканитов проявилось в формировании расслоенных интрузий базит-ультрабазитов, даек, массивов друзитов и габбро-анортозитов. Проекция этого плюма на современную поверхность образует овал 550×950 км [5]. Максимальная мощность сумийских вулканитов отмечается в ЮЗ Карелии и в центре Кольского п-ова (структуры: Ветреного Пояса и Имандра-Варзугская) с постепенным их уменьшением в СЗ направлении (рисунок). Граница этого плюма, могла находиться в районе Печенгской структуры, где расположена расслоенная интрузия горы Генеральской. Следующий импульс магматизма, который также связан с мантийным плюмом, приходится на временной интервал 2.3–2.0 (1.9 млрд лет). Это вулканы структур: Печенгская, Куолярви, Карасьек и Каутокейна (рисунок). Их особенностью является наличие MORB-базальтов и «обогащенных» ферропикритов, которые переслаиваются в едином разрезе. Судя по распространению магматических образований, можно предполагать смещение центра магматической активности в СЗ направлении. В Печенгской структуре сумийских образований нет и её разрез начинается с сариолийских конгломератов и вулканитов ахмалахтинской серии андезибазальтового состава с возрастом 2.3 млрд лет. За период 2.4–2.2 млрд лет произошло

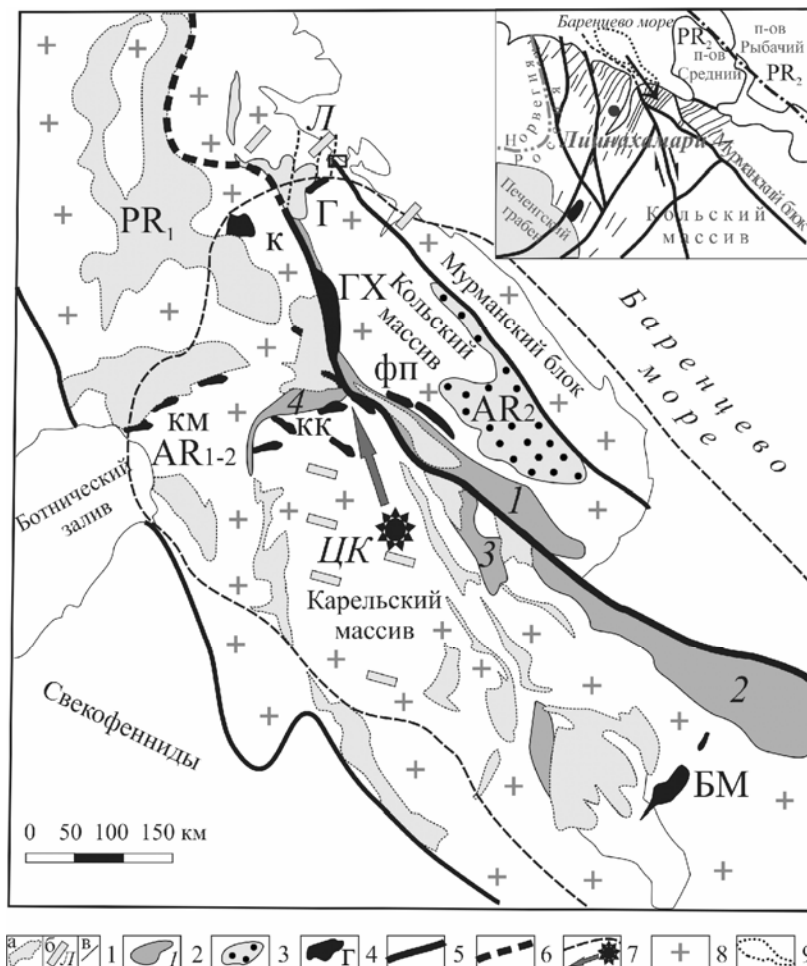


Рисунок. Геологическая схема восточной части Балтийского щита на период 2.3 млрд лет назад.

1 – будущие производные плюма с возрастом 2.3–1.9 млрд лет: вулканы (а), дайковые рои (б): Л – Лиинахамари, ЦК – Центрально-Карельский; дайки долеритов на врезке (в); 2 – трог (2.5–2.4 млрд лет): 1 – Имандра-Варзугский, 2 – Ветреного Пояса, 3 – Лехтинско-Шомбозерский, 4 – Северо-Карельский; 3 – Кейвская структура; 4 – расслоенные интрузии (2.50–2.45 млрд лет); БМ – Бураковская, ФП – Федоро-Панский, КК – Кивакка-Кундозеро, КМ – группа Кемь, ГХ – Главный Хребет, Г – г. Генеральская, К – Койтелайнен; 5 – главный сдвиг, зона будущего раздвиг; 6 – путь пропагации сдвига в период 2.3–1.9 млрд лет; 7 – проекция сумийского плюма, его центр и направление смещения нового плюма; 8 – архейский фундамент; 9 – контур участка на врезке, где показано взаимоотношение дайковых полей Лиинахамари и Амбарного до правосторонних движений по сдвигу губы Амбарной

смещение области вулканической активности и произошла пропация оси мантийного поднятия и рифтовых структур. Геодинамическая природа андезибазальтов в палеопротерозое остается весьма спорной. Часть исследователей в рамках модели тектоники плит для раннего докембрия, рассматривает их как показатели островодужной ситуации, но многие уклоняются от подобных аналогий [6]. Учитывая разновозрастность даек кварцевых долеритов и их сходство с вулканитами ахмалахтинской серии Печенгской структуры, можно предполагать, что исследуемые дайки являлись подводными каналами для вулканов. Таким образом, на рубеже 2.3 млрд лет шло формирование андезибазальтов ахмалахтинской серии Печенги и исследуемых даек. В это же время в Карелии, в центральной части области сумийского магматизма формировались дайковые рои базальтового состава [7]. Можно предполагать, что вулканисты Печенгской структуры, так же, как и дайки роя Лиинахамари-Амбарная губа, образовывались в краевой части «отмирающего» сумийского плюма и на участке пропации палеопротерозойской рифтогенной системы. При этом, формирование роя даек СВ ориентировки происходило преимущественно к северу от Печенгской структуры, в объеме, динамического влияния шовных зон Колмозеро-Воронья и Южно-Печенгского разлома, для которых во временном интервале 2.3–2.2 млрд лет восстанавливается левосдвиговая кинематика. Последняя, сменилась к рубежу 2.2 млрд лет обстановкой левосторонней транспрессии, обусловившей проявление на рассматриваемой территории системы покровно-надвиговых структур [3]. Возможно, что переход к этой обстановке регионального сжатия отразился и на геохимической специализации андезибазальтовых магм, обогащенных литофильными элементами. Это сближает их по составу с андезитами, характерными образованиями зон современной субдукции.

Исследования выполнены в рамках темы госзадания ГИН РАН № 0135-2016-0012, ИФЗ РАН № 0120-135-55-11 и при финансовой поддержке РФФИ гранты № 14-05-00149, 17-05-00592 и программы №10 ОНЗ РАН.

Литература

1. Самсонов А.В., Степанова А.В., Егорова С.В. и др. Континентальные толелиты MORB-типа на западном краю Карельского кратона: индикатор открытия Свекофеннского океана 2100 млн лет назад // Материалы XLIX Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2017. С. 173–176.
2. Арзамасцев А.А. Федотов Ж.А. Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм Северо-Восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.

3. Морозов Ю.А., Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А., Смольская А.И. Тектонический и геомеханический контроль морфологии и пространственного размещения систем даек и силлоподобных тел в деформируемой среде (на примере СЗ части Кольского полуострова) // Геотектоника. 2017. № 3. С. 28–60.

4. Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита // Литосфера. 2007. № 6. С. 15–39.

5. Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р. Геолого-геохимическая модель формирования палеопротерозойских (2.5–2.4 млрд лет) рудно-магматических систем Балтийского щита // Отечественная геология. 2009. № 3. С. 54–62.

6. Мыскова Т.А., Иванов Н.М., Корсакова М.А. и др. Геология, геохимия и возраст вулканитов тунгудской свиты: к вопросу о границе архей протерозой в северной Карелии // Стратиграфия. геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 3–25.

7. Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др. Проявление внутримантийного магматизма на Карельском кратоне 2.3 млрд лет назад: к проблеме эпохи “эндогенного покоя” в палеопротерозое // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 460–465.

А.И. Тимурзиев¹

**Геодинамические аспекты нефтегазовой зональности
первичных мантийных УВ-систем и глобальные
закономерности нефтегазоносности недр. Часть 1:
зональность первичных мантийных УВ-систем**

Первичные мантийные УВ-системы и их отражение в нефтегазоносности земной коры. Первичные мантийные УВ-системы находят свое генетическое отражение и материализованное выражение в нефтегазоносности земной коры в пределах линз осадочно-породных бассейнов. Здесь, благодаря возможности скрытой эксплозивной разгрузки, аккумуляции в ловушках различного типа и масштаба, а также сохранности от разрушения в условиях закрытости недр и экранирования залежей региональными флюидоупорами, мантийные УВ-системы сохраняют свой, в различной степени первозданный, физико-химический и фазово-элементный облик. В зависимости от раскрытости недр, транс-

¹ АО «Центральная геофизическая экспедиция», Москва, Россия

формации первичных мантийных УВ-систем происходят в соответствии с геологическими условиями строения и активности новейших деформаций земной коры, регулирующими процессы их дегазации, карбонизации и метаморфизма.

При этом во всех случаях трансмагматические колонны глубинного массопереноса, фильтрующие первичные мантийные УВ-системы, являются наложенными на первичную породно-слоевую структуру земной коры и на различные ее тектонические элементы, что определяет вариации в формах отражения первичных мантийных УВ-систем в закономерностях нефтегазоносности недр и отражается в нарушениях идеальной зональности распределения физико-химического и фазово-элементного состава первичных мантийных УВ-систем в земной коре.

Зональность первичных мантийных УВ-систем. На примере осадочных бассейнов (ОБ) Земли рассмотрим зональность первичных мантийных УВ-систем, находящихся свое прямое отражение в установленных нами закономерностях нефтегазоносности недр земной коры [1]. Не вдаваясь в классификационные признаки ОБ, а лишь акцентируя внимание на соотношении морфологии и характер сочленения бортов ОБ с их складчатыми обрамлениями, будем различать:

– ОБ центрального типа (симметричный) – депоцентр в осевой (центральной) части, на края осадочный чехол выклинивается на складчатый борт, обнаженный кристаллический щит или погруженный складчатый фундамент. В качестве примера можно привести Западно-Сибирскую мегасинеклизу, Парижский, Паннонский и др. бассейны.

– ОБ краевого типа (асимметричный) – депоцентр в предгорной (краевой) части, на края чехол выклинивается асимметрично, резко в предгорной и плавно в предплатформенной части (пример: Предкавказский, Предуральский прогибы)

1. Зональность в поперечном сечении ОБ центрального типа от складчатого борта (кристаллического щита) до складчатого борта (кристаллического щита) выражена следующим рядом дегазации, метаморфизма и трансформации первичных мантийных УВ-систем: алмазы – графит – антраксолиты (от высших до низших) – угли (от антрацита до бурых) – горючие сланцы – битумы – нефть (от тяжелой до легкой) – газоконденсат – газ – газоконденсат – нефть (от легкой до тяжелой) – битумы – горючие сланцы – угли (от бурых до антрацитов) – антраксолиты (от низших до высших) – графит – алмазы.

2. Зональность в поперечном сечении от оси ОБ центрального типа через складчатую зону (кристаллический щит) до оси смежного ОБ (центрального типа) характеризуется следующим последовательным рядом дегазации, метаморфизма и трансформации первичных мантий-

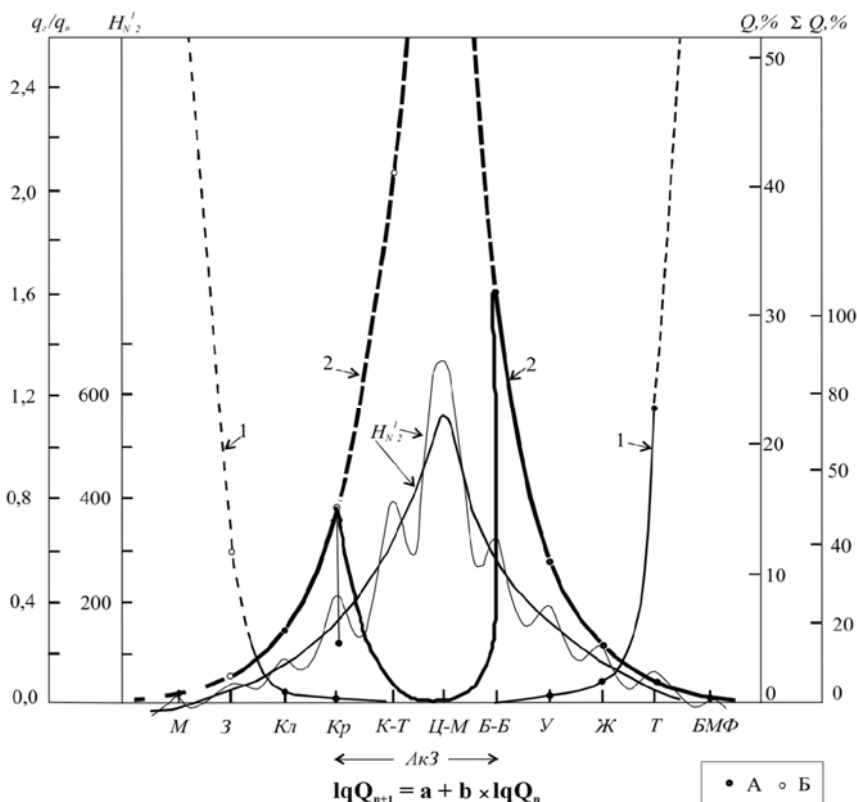


Рис. 1. Эмпирическое распределение нефтегазосодержимости (разведанные запасы УВ). Характер соотношения газосодержания (1) и доли запасов УВ от суммарных запасов УВ региона ($\Sigma Q, \%$) (2) по структурным (антиклинальным) зонам с активностью (амплитудой H_{N12}) новейших деформаций земной коры в поперечном профиле через Бузачинский свод, Центрально-Мангышлакские дислокации и Южно-Мангышлакский прогиб. Шкала запасов: справа ($\Sigma Q, \%$) и сплошная часть кривой 2 – фактические значения разведанных запасов; слева ($Q, \%$) и штриховая часть кривой 2 – расчетные значения теоретического распределения запасов УВ для симметричного относительно двух НГО очага генерации УВ (формула распределения $lgQ_{n+1} = a + b \times lgQ_n$).

Кривые амплитуды неотектонических движений – фактическая, отвечающая нормальному закону распределения, и теоретическая (восстановленная), отвечающая закону затухающей синусоиды, a – фактические, b – расчетные значения величин газосодержания и доли запасов УВ по антиклинальным зонам для смежных НГО. Структурные (антиклинальные) зоны: **М** – Морская, **З** – Заповедная, **Кл** – Каламкасская, **Кр** – Каражанбасская, **К-Т** – Кошак-Торлунская, **Ц-М** – Центрально-Мангышлакская, **Б-Б** – Беке-Башкудукская, **У** – Узеньская, **Ж** – Жетыбайская, **Т** – Тенгинская, **БМФ** – Большая Мангышлакская флексура; **АкЗ** – аконсервационная зона. **А** – фактические, **Б** – расчетные данные

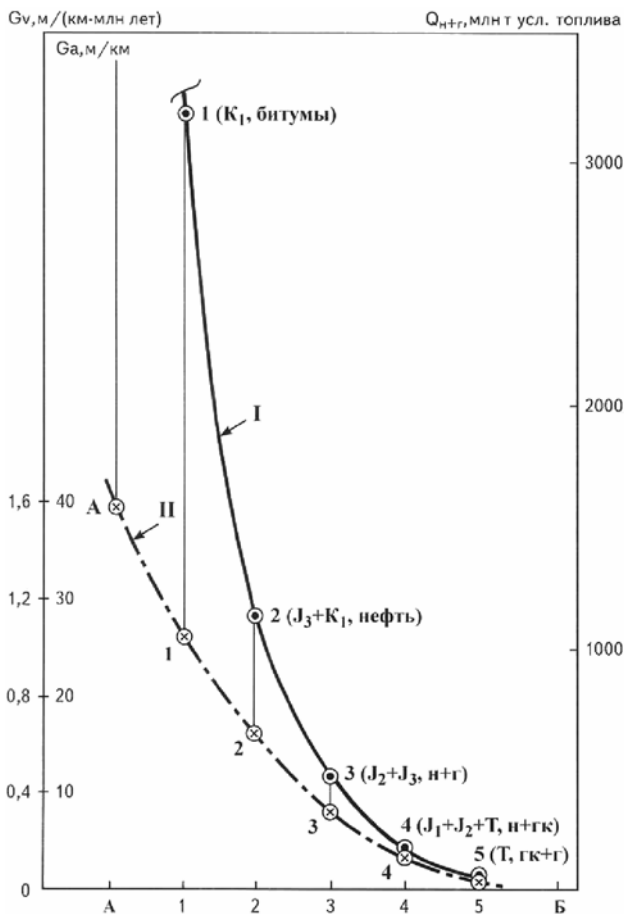


Рис. 2. Южно-Мангышлакская НГО. Характер распределение запасов и фазового состава УВ (I) в зависимости от изменения значений градиента амплитуд (G_a) и градиента скорости (G_v) неотектонических движений (II) по антиклинальным линиям вкрест простирания от складчатого борта (А) до оси прогиба (Б); в скобках – стратиграфический интервал концентрации запасов и фазовый состав УВ.

А – складчатый борт (Горный Мангышлак), Б – ось Южно-Мангышлакского прогиба: 1 – Беке-Башкудукский вал; 2 – Узеньская антиклинальная линия; 3 – Жетыбай антиклинальная линия; 4 – Тенгинская антиклинальная линия; 5 – Сакудук-Улькендалинская антиклинальная линия

ных УВ-систем: газ – газоконденсат – нефть (от легкой до тяжелой) – битумы – горючие сланцы – угли (от бурых до антрацитов) – антраксо-

литы (от низших до высших) – графит – алмазы – графит – антракосилиты (от высших до низших) – угли (от антрацита до бурых) – горючие сланцы – битумы – нефть (от тяжелой до легкой) – газоконденсат – газ.

В отдельных конкретных случаях эта идеальная схема площадной зональности распределения физико-химического и фазово-элементного состава первичных мантийных УВ-систем в земной коре может нарушаться за счет перекрытия ареалов смежных УВ-систем различного состава из-за различной асимметрии миграционных, аккумуляционных и консервационных свойств нефтегазоносных ОБ (рисунок). Описанная зональность установлена впервые на примере Южно-Мангышлакской и Северо-Бузачинской НГО [1], подтверждается по другим НГБ мира и возведена в ранг закона пространственно-стратиграфического распределения УВ в недрах земной коры [2]. В деталях строения Южно-Мангышлакской НГО (рис. 2) находит подтверждение стратиграфическая приуроченность и зональность трансформации физико-химического и фазово-элементного состава первичных мантийных УВ-систем в зависимости от активности неотектонических движений. Завершают этот ряд метаморфизма первичных мантийных УВ-систем угольные поля, развитые в складчатой области Центрально-Мангышлакских дислокаций (Горный Мангышлак).

Полученные результаты вносят новый взгляд на проблему очагов генерации УВ и служат решению первой ее части, касающейся определения пространственно-временных координат (x, y, z, t) генерирующих зон (координата z – кровля астеносферного слоя верхней мантии). Они служат также основой разработки новой концепции нефтегазогеологического районирования недр и классификации НГБ на неотектонической основе.

Определение первичной мантийной УВ-системы. Первичная мантийная УВ-система – это сопряжённая парой тектонических элементов осадочный бассейн – складчатая зона (кристаллический щит) область, содержащая ряд переходящих (с перекрытием) по простиранию фазово-минеральных УВ ассоциаций от сухого природного газа (метан) – конденсат – нефть (от легкой до тяжелой) – битумы (мальты, асфальты, асфальтиты, озокериты, керы) – горючие углеродистые сланцы – угли (от бурых до антрацита) – антракосилиты (от низших до высших) – графит – алмазы. Завершают ряд метаморфизма первичных УВ-систем в процессе их разгрузки и эволюции в земной коре алмазоносные (кимберлитовые) трубки, формирующиеся в крайних условиях раскрытости недр и мгновенной взрывной разгрузке газо-флюидных УВ-систем в составе мантийных ксенолитов в приповерхностных условиях.

Этот ряд характеризуется последовательным усилением активности новейших тектонических деформаций и ослаблением экранирующих

свойств осадочного чехла, а также переходом от максимально восстановительных условий среды разгрузки глубинных УВ-систем к максимально окислительным условиям среды протекания реакций трансформации и превращения их в описанный ряд метаморфизма первичных УВ-систем.

Глубинные мантийные УВ-системы имеют тесную парагенетическую связь с рудной минерализацией и образуют на крайней ступени фазово-минеральных ассоциаций урановорудную, редкоземельную (редкие металлы), благородно-метальную, сульфидную, полиметаллическую и другие металлоуглеродные ассоциации. Связь с нефтегазонасностью ОБ ареалы распространения битумов, горючих сланцев, углей, антраксолитов и нафтидно-рудной минерализации позволяет увязывать их формирование и обогащение в едином генетическом ряду, в едином временном интервале разгрузки мантийных УВ-систем на последнем неотектоническом этапе активизации земной коры и диссипации мантийных астенолитов через их магматическую и гидротермальную разгрузку в земной коре.

Первичные мантийные УВ-системы включают и крайние элементы бор-литиевых и других редкоземельных элементов, содержание которых увеличивается от днищ ОБ на складчатые борта сопряженных элементов тектонопар: осадочный бассейн – складчатая область (кристаллический щит), главным образом кайнозойской и современной тектономагматической активизации.

В указанном ряду фазово-минеральных ассоциаций УВ-систем от днищ впадин в сторону бортов складчатых систем на фоне ослабления экранирующих свойств региональных флюидопоров происходит усиление трансформации первичных УВ-систем в процессе физического фракционирования, дегазации и улетучивания газообразных и легких бензиновых фракций (газ – конденсат – легкие нефти), гипергенного окисления и утяжеления нефтей за счет увеличения содержания асфальтено-смолистых фракций (нефть – мальты – асфальты – асфальтиты – озокериты – керы), карбонизации вторичных битумных нафтидов (горючие углеродистые сланцы – угли (от бурых до антрацита) – антраксолиты (от низших до высших антраксолитов – шунгит, например, характеризуется предграфитовой стадией карбонизации) и, наконец, высокотемпературного (контактового, термального и гидротермально-метасоматического) метаморфизма углистых и углеродсодержащих соединений (от первичных нефтей до вторичных каустобиолитов различной стадии преобразования), графитизации каменных углей (перантрациты, графитизированные антрациты – графит) и алмазообразования (алмаз – крайняя форма метаморфизма углерода) при взрывной раз-

грузке мантийных ксенолитов в приповерхностных условиях (алмазы образуются при разгрузке в приповерхностных условиях, отсутствии осадочного чехла и резком снижении в реакционной камере, заполненной первичной УВ-системой, мантийных давлений до атмосферных). При прочих равных условиях (в первую очередь соотношение проницаемости и экранирующих свойств (мощности) осадочного чехла) площадная, вертикальная и фазово-минеральная зональность распределения УВ-систем определяется глубиной дренирования коры и верхней мантии, ее составом, степенью дислоцированности и метаморфизма земной коры, включая ее верхнюю часть (осадочный чехол и фундамент).

Примеры зональности первичных мантийных УВ-систем. В сопоставлении с нефтегазоносными бассейнами (НГБ), включающими газ, нефть, битумы и горючие углеродистые сланцы, угольные бассейны являются ближайшими смежными и сопряжёнными составными парагенезов УВ-систем со стороны складчатых областей – границ ОБ. В качестве примеров, подтверждающих установленную нами зональность, рассмотрим соотношение парагенезов УВ-систем Тимано-Печерской и Волго-Уральской (западный борт) и Западно-Сибирской (восточный борт) нефтегазоносных провинций (НГП) по отношению к Уральской складчатой области.

Литература

1. Тимурзиев А.И. Новое в закономерностях пространственного размещения и стратиграфической локализации УВ в недрах Мангышлака // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 6. С. 1438–1442.
2. Тимурзиев А.И. Новейшая тектоника и нефтегазоносность Запада Туранской плиты // Геология нефти и газа. 2006. № 1. С. 32–43.

А.И. Тимурзиев¹

Геодинамические аспекты нефтегазовой зональности первичных мантийных УВ-систем и глобальные закономерности нефтегазоносности недр. Часть 2: глобальные закономерности нефтегазоносности недр

Тимано-Печерская НГП. В пределах Тимано-Печерской НГП (асимметричный палеозойский предгорный ОБ краевого типа), в соот-

¹ АО «Центральная геофизическая экспедиция», Москва, Россия

ветствии с увеличением закрытости недр (увеличение мощности чехла и региональных флюидоупоров) к депоцентру ОБ (поперечная зональность) и в сторону арктического шельфа (продольная зональность), происходит увеличение газонасыщенности УВ-систем. В согласии с этим осевая часть прогиба, связанная с Печеро-Колвинской нефтегазонасной областью (НГО), характеризуется преимущественным развитием газовых и газоконденсатных месторождений (Вуктыльское, Возейское, Ярейюское, Кумжинское, Коровинское и др.). С погружением в сторону Восточно-Баренцевской НГП, ослаблением дислоцированности чехла и увеличением закрытости недр, встречаются только газоконденсатные и газовые месторождения (Мурманское, Штокмановское, Лудловское и др.).

Напротив, в сторону борта Уральской складчатой системы (СС) от осевой линии депоцентров ОБ Тимано-Печерской НГП, за счет усиления дислоцированности, проницаемости и ослабления экранирующих свойств осадочного чехла происходит трансформация первичных мантийных УВ-систем в сторону их общей дегазации и утяжеления. УВ-системы Хорейверской и Варандей-Адзвинской НГО преимущественно нефтяные (Верхневозейское, Харьягинское, Хасырейское, им. А.Титова, Торавейское, Приразломное и др.). С приближением к Уральской СС появляются скопления битумов (крупные залежи битумов (асфальты и асфальтиты) известны в пределах Тиманской НГО (Ярегское), на южной оконечности Печеро-Колвинской НГО (Усинское), в Варандей-Адзвинской НГО и на поднятии Чернова).

На складчатый борт северного Урала наложен Печорский угольный бассейн (УБ), совмещённый с Северо-Предуральской НГО пермского возраста, внутри которого метаморфизм углей от бурых (Верхнероговское) до каменных и антрацитов (Сейдинское, Усинское, Воргашорское, Воркутское) происходит последовательно с запада на восток в соответствии с усилением метаморфизма пород (от осадочного к складчатому борту Урала). Замыкают этот ряд углеродного метаморфизма на Северном Урале гидротермальные урановые месторождения Полярно-Уральского и Ляпинского урановорудных районов (золоторудной и полиметаллической спецификации), связанные с черносланцевыми формациями с остаточной (реликтово-метасофической) битуминозностью высокопелитовых разностей пород.

УБ окаймляют весь западный складчатый борт Урала по всему его простираению и одновременно служат крайним звеном метаморфизма УВ-систем на границах НГБ. На южном окончании Тимано-Печерская НГП граничит с Щугор-Выктыльским УБ, который южнее переходит в Кизеловский УБ, граничащий со Средне-Предуральской НГО Волго-

Уральской НГП, далее на юг в пределах Волго-Уральской НГП мы наблюдаем граничный парагенез Южно-Предуральской НГО с Южно-Уральским УБ и с Южно-Уральским горючесланцевым бассейном (месторождения Ашинское, Лемезинское, Зилимское). В границах РФ Южно-Предуральской НГО граничит на юге с Урало-Каспийским УБ и Орским угольным районом.

В соответствие с описанной зональностью [1] на запад Тимано-Печерской НГП (платформенный склон) в сторону ослабления складчатости, метаморфизма и общей проницаемости земной коры, погружения чехла и улучшения экранирующих свойств разреза, происходит переход от углей, битумов, тяжелых нефтей, к лёгким нефтям, конденсатам и свободному газу в осевой части Печеро-Колвинской НГО. Далее на запад в сторону пологого платформенного борта Тиманского вала (восточного склона) картина зеркально повторяется, но с меньшей контрастностью. От осевой зоны Печеро-Колвинской НГО происходит утяжеление нефтей, появляются тяжелые нефти и битумы (Ярегское месторождение с нафтидо-титановой минерализацией); на борта, с ростом метаморфизма углеродистого вещества, нафтиды переходят в горючие углеродистые сланцы (Ижемский бассейн) и в угли (Южно-Тиманский район).

На южном Урале в пределах Волго-Уральской НГП зональность повторяется: осевая часть Предуральского прогиба с максимальными мощностями осадочного выполнения и экранирующими свойствами региональных флюидоупоров характеризуется максимальной газонасыщенностью и распространением газовых, газоконденсатных и нефтегазовых залежей (Средне-Предуральская, Южно-Предуральская, Оренбургская, Бузулукская НГО), на запад в сторону сокращения мощности чехла и ослабления экранирующих свойств разреза мы встречаем в основном нефтеносные области с однофазными нефтяными залежами (Прикамская, Верхнекамская, Уфимская, Южно-Татарская, Северо-Татарская, Средневожская НО), переходящие в битумные поля (Мелекесская впадина). При этом западная оконечность нефтегазоносных территорий Волго-Уральской НГП окаймляется поясом горючесланцевых бассейнов и групп месторождений (Ярегский, Сысольский, Мантуровский, Волжский, Общесыртовский). За границами установленной нефтегазоносности Волго-Уральской НГП развиты УБ и районы (Камский и Ульяновско-Саратовский наложенные; Подмосковский, Белгородско-Обоянский, Донецкий). При этом Донецкий УБ скорее является самостоятельным звеном метаморфизма углеродистого вещества первичной мантийной УВ-системы, связанной с локальным рифтогенным мантийным очагом генерации УВ Днепровско-Донецкой впадины.

В соответствии с этой зональностью, Южно-Новоземельский урановорудный район в пределах о-ва Новая Земля будет «окольцован» по периметру морским продолжением Печерского УБ (на юге и западе) и не открытым еще Западно-Карским УБ (на востоке).

Рассматривая складчатый Урал по всему его простираению как глубинный очаг мантийного нефтегазообразования, важнейшим подтверждением установленной нами на примере Мангышлакско-Бузачинской НГО [2] и наблюдаемой уже по отношению к Уральской СС зональности, является овално-концентрическое (поясовое) расположение фазово-минеральных УВ ассоциаций: газ – нефть – битумы – горючие сланцы – уголь – графит вдоль всего меридионального протяжения Урала. Эта зональность повторяется и в пределах сопряженных ОБ восточного склона Урала. В этой зональности угольные пояса Урала, развитые на западном и восточном складчатом обрамлении Урала, служит маркерами стадии карбонизации вторичных битумных нафтидов и начала преграфитовой стадии метаморфизма углистых и углеродсодержащих соединений первичных мантийных УВ-систем в законсервационной зоне при разгрузке мантийного очага. Согласно этой зональности, следующим элементов в ряду процессов физического фракционирования, дегазации, гипергенного окисления, карбонизации и метаморфизма углерода первичных мантийных УВ-систем должны быть графит и алмаз. Графит в изобилии распространён на складчатом Урале, причем на Урале разведаны крупнейшие месторождения графита в России. В целом на Среднем и Южном Урале в пределах Уральской СС разведано до 50 месторождений графита.

Наконец, в Центрально-Уральской структурно-минералогической зоне в пределах Сарановских хромитовых месторождений выявлены россыпи алмазов (Н.Г. Берлянд, 2007).

Металлогения Урала в ее металлоуглеродной части, полностью подтверждает установленные нами связи и зональность первичных мантийных УВ-систем. Так, на примере Тиманского кряжа (Т.П. Майорова и др., 2012) можно наблюдать широкое развитие сульфидной минерализации в углеродсодержащих сланцах верхнего кембрия. Рудовмещающие углеродистые сланцы соответствуют хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма содержат от 10 до 50% углеродистого вещества – продукта глубокого метаморфизма первичных мантийных УВ-систем.

Западно-Сибирская НГП. Повышение стратиграфической приуроченности базисных горизонтов и ресурсов УВ, расширение стратиграфического диапазона нефтегазоносности, а также изменение фазового состава месторождений УВ Западно-Сибирской НГП, связано с зональностью новейших тектонических движений [2]. В сочетании с объемом контролирующих ловушек, активность неотектонических движений и

экранирующие свойства региональных флюидопоров, определили все многообразие количественного и пространственно-стратиграфического распределения разведанных запасов и прогнозных ресурсов УВ Западно-Сибирской НГП, их преобладающий фазовый состав и физико-химические свойства.

Возвращаясь к проявлению зональности первичных мантийных УВ-систем в закономерностях нефтегазоносности недр Западно-Сибирской НГП, отметим ее главную особенность: Западно-Сибирская НГП со всех сторон по периметру окаймлена УБ. На восточном склоне Уральской СС с севера на юг по ее простиранию расположены УБ: триас-юрский Сосьвинско-Салехардский, каменноугольные Маньинский, Серовский, Махневско-Каменский, триас-юрский Челябинский, каменно-угольный Полтаво-Брединский район и другие районы. От складчатого борта к платформенным антрацитам замещаются бурыми углями.

На всем протяжении Уральской СС от южной оконечности Новой Земли и Полярного Урала, УБ и их сопряжённые углеродные ассоциации мантийной УВ-системы сопровождает наложенная урановорудная минерация Урало-Енисейского пояса, частично наложенная и на нефтегазоносные территории Восточно-Уральской, Приуральской и Краснотенинской НГО Западно-Сибирской НГП. Южное обрамление урановорудной минерации Урало-Енисейского пояса сопряжено с крупнейшими и богатейшими УБ: Горловским (С–Р), Кузнецким (D–C–P–J), Минусинским (C–P) и Канско-Ачинским (C–J), граничащими с Каймысовской, Васюганской, Пайдугинской и Предъенисейской НГО Западно-Сибирской НГП (на территории Казахстана – Карагандинский, Экибастузский и другие УБ). На востоке Западно-Сибирская НГП (Пур-Тазовская НГО) граничит с Тунгусским УБ до границы на севере с Хантайско-Вилуйской НГП, также обрамлённой со всех сторон УБ (Тунгусский, Таймырский, Ленский).

Уже в пределах Сибирской платформы Тунгусский, Таймырский и Ленский УБ с внутренней стороны Анабарского щита окаймлены кембрийскими горючесланцевыми и битумными (Оленекский и другие) бассейнами и полями, с урановорудной минерализацией, переходящей в антраксолитовую и графитовую субфации первичной мантийной УВ-системы. Завершает ряд трансформаций первичной мантийной УВ-системы Сибирской платформы алмазообразование, в котором алмаз является крайней формой метаморфизма углерода при взрывной разгрузке мантийных углеродсодержащих ксенолитов на поверхности. Широкое распространение алмазов Сибирской платформы и их тесная связь с нефтегазопроявлениями и различными ассоциациями углеродистых веществ общеизвестна, а мантийный генезис этих парагенетических ассоциаций не вызывает сомнений.

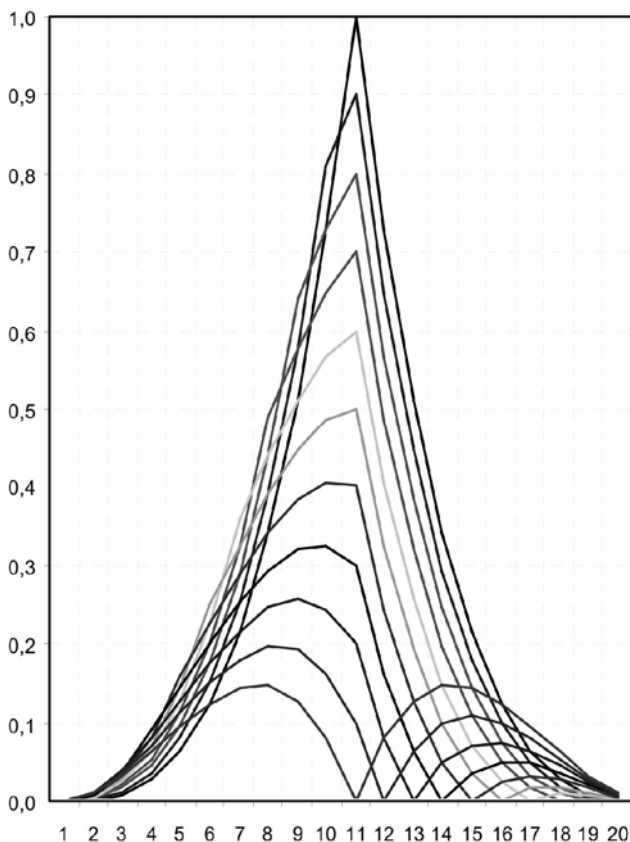


Рисунок. Теоретическое распределение вероятностной оценки ресурсного потенциала осадочного бассейна ($K_{иг}$) для модели двух смежных, разделенных горно-складчатой зоной, осадочных бассейнов во всех возможных сочетаниях соотношений относительных значений проницаемости (K_m) и экранирования при скользящей оси коэффициента сохранности (K_c): 1 – днище осадочного бассейна, 11 – ось складчатой зоны, 20 – днище осадочного бассейна

В целом, отмечая повторение общей зональности первичных мантийных УВ-систем в закономерностях нефтегазоносности недр западного (Тимано-Печерская, Волго-Уральская и Прикаспийская НГП) и восточного (Западно-Сибирская НГП) бортов СС Урала и одноименного мантийного очага генерации УВ, мы наблюдаем нарушение ее идеальной модели на восточном склоне Урала. Это нарушение зональности первичных мантийных УВ-систем может быть связано с нарушением

симметрии строения Уральской СС на корово-мантийном уровне, деградацией системы предгорных прогибов, возможным смещением очага генерации УВ на западный склон Урала и нарушением прямой выраженности морфологии очага генерации с современной морфоструктурой Урала, равно как и несовпадением зональности новейших деформаций земной коры и ее проницаемости с глубинной структурой Урала.

Установленные глобальные закономерности нефтегазоносности недр, связанные с геодинамической эволюцией НГБ на неотектоническом этапе развития, отражают зональность первичных мантийных УВ-систем, выраженную в глобальных закономерностях нефтегазоносности недр (рисунок).

Литература

1. Тимурзиев А.И. Новое в закономерностях пространственного размещения и стратиграфической локализации УВ в недрах Мангышлака // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 6. С. 1438–1442.
2. Тимурзиев А.И. Новейшая тектоника и нефтегазоносность Запада Туранской плиты // Геология нефти и газа. 2006. № 1. С. 32–43.

Д.Е. Трапезников¹, А.Б. Трапезникова²

Механизмы деформации соляных пород на примере Верхнекамского месторождения

Свойства соляных пород широко обсуждаются в научной и технической литературе. В частности, рассматриваются вопросы о содержании флюидов в этих породах, проблемы бурения, возникающие при разведке и эксплуатации соленых месторождений, а также утилизация отходов, все это имеет огромное экономическое значение и подчеркивает значимость изучения механических свойств соляных пород, деформирующихся в природе. Исследование солей важно для понимания микроструктурных процессов и развития различных структур в других менее пластичных породах [1]. В связи с тем, что зерна галита обладают кубической сингонией, относительно крупным размером, их изучение

¹ Пермский федеральный исследовательский центр УрО РАН, Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

² Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

затруднительно осуществлять методиками, использующимися при изучении других минералов.

Эвапоритовые соляные отложения можно разделить на две группы. Первая группа – циклические отложения с тонкими слоями галита, часто с глинистыми и сульфатными включениями или прослоями, которые формируются в мелководных континентальных или прибрежных бассейнах. Вторая группа – крупные мощные слои галитовой породы, относительно чистой, лишенной примеси и прослоев, формирующиеся преимущественно в относительно глубоководных морских бассейнах [6]. В зависимости от принадлежности к той или иной группе в породе осуществляются различные механизмы деформации.

Для галитовых пород принято выделять следующие механизмы деформации. При комнатной температуре, низком эффективном давлении и отсутствии флюида пластичность кристаллов обычно осуществляется посредством микротрещин и хрупко-пластичных деформаций (рисунок) [2, 3, 5]. При температуре порядка 80°, процесс деформации осуществляется путем дислокационной ползучести, сопровождающейся динамической рекристаллизацией, особенно ярко проявляясь в мелкозернистых влажных солях [5]. Характерной чертой дислокационного процесса в галите является наличие субзерен и полос скольжения. Динамическая рекристаллизация значительно усиливается небольшим количеством воды в межзерновом пространстве. Небольшое количество рассолов всегда присутствует в породе, что существенно влияет на ее реологические свойства [4].

Соляная тектоника Верхнекамского месторождения солей (ВКМС) широко освещена в литературе. Чаще всего рассматриваются проблемы формирования крупных соляных структур и их связь с деформацией солей на уровне продуктивных пластов или более тонких слоев, в то время как на уровне зерен процесс деформации не рассматривается.

Соленосная толща месторождения характеризуется относительно небольшой глубиной погружения и маломощной группой перекрывающих отложений. Это указывает на затруднение протекания в полной мере плотностной инверсии, которая повлекла за собой формирование тех или иных структур. В связи с этим существует несколько различных моделей развития соляной тектоники ВКМС. Но вопрос о механизмах деформации соляных отложений на уровне микрослоев и отдельных зерен, остается открытым.

Соляная толща ВКМС представлена тремя типами разреза: карналитовым, сильвиновым и галитовым. Подчиненный характер имеют глинистые слои и прослои, а также сульфатные и карбонатные вкрапленники.

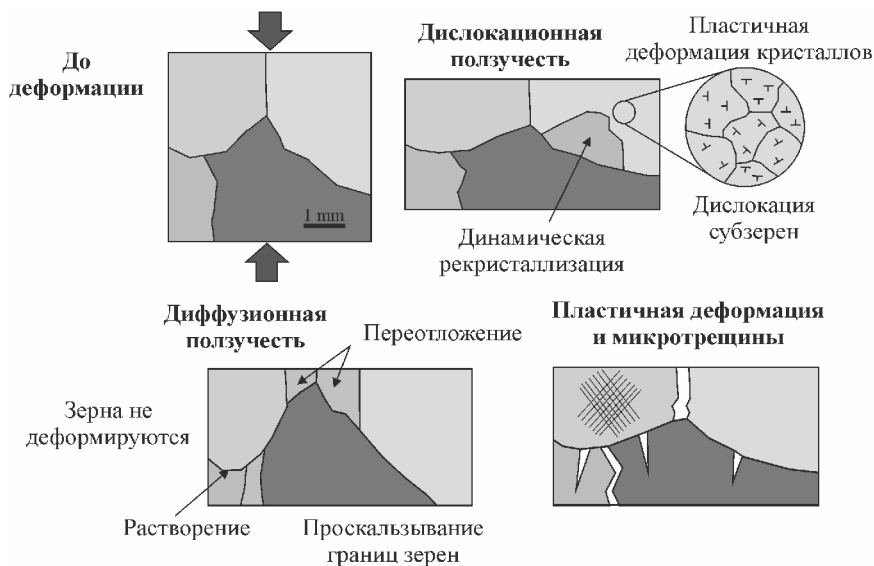


Рисунок. Основные механизмы деформации соляных пород [5]

Изучение отложений галитового состава показывает, что деформация в них на макроуровне осуществлялась посредством проскальзывания слоев по глинистым пропласткам. Особенностью этих отложений является сочетание в одном годовом ритме зоны неизменной седиментационной перистой соли и зоны перекристаллизованного шпатового галита. Подобная выборочная перекристаллизация, вероятно, связана с синтектонической перекристаллизацией мелкозернистой каменной соли, осаждающейся следом за перистым галитом. Такая соль насыщена седиментационными рассолами, что при активном тектоническом напряжении приводит к динамической диффузионной перекристаллизации. Вероятно, перистый галит имеет меньшую склонность к перекристаллизации, потому что пневмозональная структура в этих зернах тормозит фронт развития шпатового кристалла.

В так называемых зонах разубоживания, где карналлитовые или сильвинитовые породы были замещены каменной солью, фиксируются участки развития влажной диффузии. Механизм замещения, зачастую связывают с поступлением катагенетических рассолов, что приводит к выносу подвижных элементов и последующую перекристаллизацию остаточного субстрата. В этих зонах галит имеет мозаичную структуру, с удлинением зерен вдоль первичной слоистости, которая часто со-

храняется. Изучение поверхности зерен показывает наличие в межзерновом пространстве рассолов. Сочетание литостатического и латерального тектонического напряжения, в присутствии межзернового рассола приводит к частичному растворению зерен в зоне максимального сжатия и переотложением вещества в областях растяжения. Такой механизм, сопровождаясь перекристаллизацией, приводит к удлинению и укрупнению зерен.

На рассмотренных участках Верхнекамского месторождения, деформация каменных солей осуществляется преимущественно посредством влажной диффузии инициированной тектоникой. В одних случаях это приводит к перекристаллизации мелкозернистой влажной каменной соли и образованию шпатовых кристаллов. В других, – ведет к формированию директивной структуры в солях, обусловленной динамической перекристаллизацией индивидов, приводящей к формированию удлиненных зерен с мозаичной структурой. В обоих случаях в межзерновом пространстве сохраняются реликтовые седиментационные и катагенетические рассолы, являющиеся одним из главных триггеров активизации процесса влажной диффузии.

Литература

1. Drury M.R., Urai J.L. Deformation-related recrystallization processes // *Tectonophysics*. 1990. 172. P. 235–253.
2. Peach C., Spiers C.J., Trimby P.W. Effect of confining pressure on dilatation, recrystallization, and flow of rock salt at 150°C // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 13315–13328.
3. Popp T., Kern H., Schulze O. Evolution of dilatancy and permeability in rock salt during hydrostatic compaction and triaxial deformation // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. N B3. P. 4061–4078.
4. Schenk O., Urai J.L. Microstructural evolution and grain boundary structure during static recrystallization in synthetic polycrystals of Sodium Chloride containing saturated brine // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 146. N 6. P. 671–682.
5. Urai J.L. The creep of rock salt // *Advances in EP Research*. 1993. 4-5.
6. Warren J. *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer, 2006. 1036 p.

Тектоническое значение геодинамических процессов в ядре и мантии Земли

Цель данного сообщения – показать, что наблюдаемые в земной коре тектонические проявления, в конечном счёте, определяются геодинамическими процессами в ядре и мантии Земли. Мантийные геодинамические процессы связаны с общемантийной и порождаемой ею верхнемантийной конвекцией, которые обуславливают все плейт-тектонические проявления, а также внутриплитный магматизм и усиление вертикальных тектонических движений в эпохи горообразования. Перераспределение масс в системе внешнего жидкого и внутреннего твёрдого ядра Земли, проявляющееся в инверсиях магнитного поля, обуславливает глобальную синхронность проявлений фаз складчатости (кратких эпох усиления деформаций сжатия и транспрессии) и наложения главной, плиоцен-четвертичной, стадии новейшего горообразования (и, вероятно, подобных стадий в среднем девоне и ранней перми) на плейт-тектонические взаимодействия.

Различные аспекты связи тектонических явлений в земной коре с общемантийной и/или верхнемантийной конвекцией рассматривались многими исследователями [1, 3, 5, 7, 12]. Авторы данного сообщения предложили модель тектоники мантийных течений [8, 9]. Согласно ей, восходящие ветви общемантийной конвекции образованы общемантийными суперплюмами типа Эфиопско-Афарского и Центрально-Тихоокеанского. От них распространяются верхнемантийные горячие потоки, которые непосредственно или с образованием верхнемантийной конвекции перемещают литосферные плиты. Потоки могут обогащаться флюидами, перерабатывая переходный слой мантии (~400–700 км). Последний, в свою очередь, обогащён флюидами за счёт дегидратации субдуцируемых слэбов, большинство которых переходит в субгоризонтальные линзы на этом уровне, и, возможно, глубинного водорода [6]. В эпохи широкого распространения коллизии активизированная таким образом астеносфера вызывает разуплотнение литосферы, что приводит к усилению вертикальных движений и горообразованию. Эпохи горообразования (орогенные этапы) повторялись в фанерозое. Их «пиковые» стадии приходятся на эйфельский и артинский века и плиоцен-четвертичное время. Нисходящие ветви общемантийной конвекции образованы отслоенными фрагментами высокометаморфизо-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

ванных низов утолщённой континентальной литосферы и той частью субдуцируемых слэбов, которые погружаются ниже переходного слоя.

Для двух геодинамически различных систем: Гавайи – Императорский хребет и Эфиопия–Аравия–Кавказ, рассчитаны скорости верхнемантийных потоков. Для системы Гавайи – Императорский хребет расчёт основан на прохождении астеносферного потока и перемещаемой им плиты над северным ответвлением Центрально-Тихоокеанского суперплюма. Скорость движения определялась по положению вулканов разного возраста (до 76 млн лет) относительно активного вулкана Килауеа. Для системы Эфиопия–Аравия–Кавказ определялось распространение астеносферного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма в северных румбах. Скорость течения оценивалась по возрасту самых ранних кайнозойских вулканических извержений, связанных с мантийными источниками – от 55 до 2.8 млн лет. В обеих системах скорости верхнемантийных потоков варьировали в разные эпохи от 4 до 12 см/год и в среднем близки к 8 см/год [10].

Такая скорость течения недостижима [12], если вязкость верхней мантии однородна и соответствует значениям, основанным на данных о голоценовых вертикальных движениях, связанных со снятием ледовой нагрузки на древних кратонах [2]. Мы полагаем, что астеносфера состоит из прочных фрагментов от зёрен до крупных блоков, разделённых тонкими плёнками вещества, близкого к состоянию плавления и местами насыщенного флюидами. Наличие матрикса с резко пониженной вязкостью делает возможным общую деформацию и быстрое перемещение прочных обломков.

Под разными континентами на глубинах до 2000–2500 км обнаружены объёмы мантийного вещества с повышенными скоростями сейсмических волн, которые мы интерпретируем как отслоенные и погружающиеся фрагменты высоко-метаморфизованных низов утолщённой континентальной литосферы. Расчёт скоростей выполнен для континентов Южной Америки и Западной Африки, обрамляющих Южную Атлантику [10]. На обоих континентах погружающиеся фрагменты группируются в полосы, наклонённые к САХ. Объёмы, только начинающие погружение, отстоят от наиболее глубоко погруженных в сумме на ширину раздвинувшейся Атлантики. Объёмы, расположенные ближе к оси САХ, начали погружаться раньше и на глубинах 2000–2200 км смыкаются. Таким образом, их погружение началось одновременно с началом раздвигания Южной Атлантики – ~200 млн лет назад, что даёт скорость погружения ~0.9–1.0 см/год. Это почти на порядок меньше скорости верхнемантийных потоков и, вероятно, близкой к ней скорости восходящих потоков в суперплюмах. Последнее

согласуется с тем, что нисходящие потоки занимают большие объёмы мантии, нежели восходящие, что обеспечивает их баланс.

Все предложенные модели, связывающие тектогенез с мантийной конвекцией, не объясняют глобальную синхронность фаз складчатости Г. Штилле и орогенных этапов. Для отыскания причин такой синхронности фазы складчатости с конца юры поныне были сопоставлены с частотой инверсий магнитного поля [11]. Большинство фаз совпало с эпохами частых инверсий. В течение новейшего орогенного этапа с конца олигоцена (последние 24–25 млн лет) фазы складчатости следовали друг за другом с короткими интервалами, а инверсии происходили особенно часто. При этом максимумы частоты инверсий опережали пики фаз складчатости на 1–2 млн лет.

Согласно современным физическим представлениям, магнитное поле Земли и его инверсии обусловлены перераспределением масс в системе внешнего жидкого и внутреннего твердого ядра [4]. Эти энергетические импульсы не могут передаваться к поверхности конвективным путём, поскольку проявляются в земной коре гораздо быстрее. Мы предполагаем [11], что при той определяющей доле, которую составляет масса ядра относительно массы Земли, течения в ядре приводят к изменению режима вращения Земли и вызывают появление объёмных сил, которые проявляются наиболее интенсивно близ внешней границы твёрдой Земли, т.е. в земной коре. Эти же силы в новейший этап интенсивных перемещений в ядре, выраженных частыми возмущениями магнитного поля, способствуют преобразованию литосферы и усилению вертикальных движений.

Таким образом, тектогенез является интегральным эффектом геодинамических процессов в ядре и мантии Земли.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 9. С. 3–18.
2. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 310 с.
3. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 408 с.
4. *Зельдович Я.Б., Рузмайкин А.А.* Гидромагнитное динамо как источник планетарного, солнечного и галактического магнетизма // Успехи физических наук. 1987. Т. 152. вып. 2. С. 263–284.

5. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.
6. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010.
7. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
8. Трифонов В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 1–23.
9. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. На пути к постплейт-тектонике // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 7. С. 605–615.
10. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Подлитосферные течения в мантии // Геотектоника. 2017. № 6. С. 1–15.
11. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестник РАН. 2017. № 11.
12. Трубицин В.П. Распределение вязкости в моделях мантийной конвекции // Физика Земли. 2016. № 5. С. 1–10.

Я.И. Трихунков, Д.М. Бачманов, О.В. Гайдаленок¹

Новейшие тектонические структуры зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области

Введение. Традиционно структурной границей Северо-Западного Кавказа (*СЗК*) и Керченско-Таманской области (*КТО*) считается *Анапско-Джигинская поперечная зона (АДЗД)*. В.Е. Хаин и В.И. Попков проводят эту зону меридионально на север от Анапы и считают её крупным правым сдвигом, отмечая при этом, что структурно-литологические комплексы Новороссийского синклиория и Псебепского антиклиория *СЗК* вскрыты бурением к западу от *АДЗД* [13]. Это доказывает структурное единство складчатых сооружений *СЗК* и *КТО*. Однако, проведенные исследования не обнаруживают сдвиговых проявлений в морфоструктурном рисунке данной территории. Основные складчатые морфоструктуры Новороссийской и Псебепской зон действительно отчетливо прослеживаются к западу от *АДЗД*, однако не испытывают при этом видимых плановых деформаций своих осей (рис. 1). Распространена также точка зрения, согласно которой данная зона имеет северо-восточ-

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

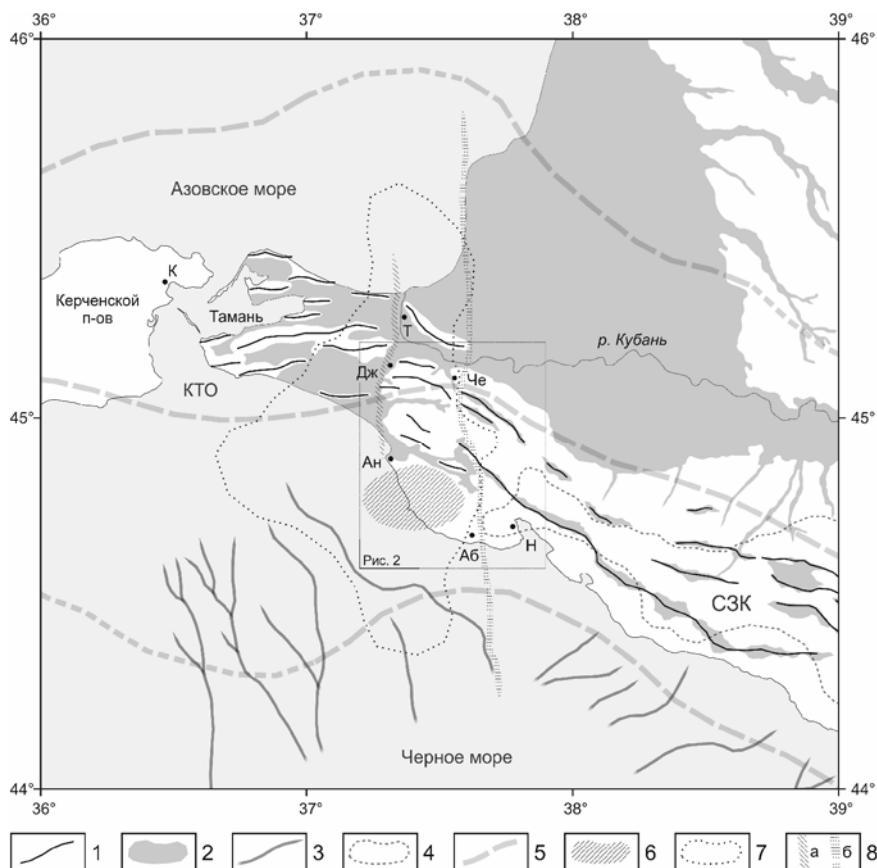


Рис. 1. Структурно-геоморфологические, геофизические и сейсмологические характеристики Абха-Абхазской зоны деформаций.

1 – оси новейших антиклинальных структур; 2 – области распространения позднечетвертичных отложений (низины в пределах КТО и межгорные впадины в пределах СЗК); 3 – подводные каньоны на континентальном склоне Черноморской впадины; 4 – область распространения останцов позднечетвертичных поверхностей выравнивания; 5 – оси положительных гравитационных аномалий Буге; 6 – область максимальных значений положительной изостатической аномалии; 7 – область максимального проявления сейсмичности; 8а – АДЗД, 8б – АЧЗД. Буквами обозначены: КТО – Керченско-Таманская область, СЗК – Северо-Западный Кавказ, Н – Новороссийск, К – Керчь, Т – Темрюк, Ан – Анапа, Дж – пос. Джигинка, Аб – пос. Абха-Дюрсо, Че – пос. Чекон (Чекуп)

ное простирание [6–8] и является крупным сбросо-раздвигом [6]. В пользу сбросового характера АДЗД говорит тот факт, что к востоку от

неё в строении горно-складчатого сооружения СЗК участвуют осадки палеоцена–эоцена, в то время как западнее они не вскрываются, и при этом резко возрастают мощности майкопских и более поздних неоген-четвертичных морских отложений. Однако при любом из вариантов её проведения она не проявляет себя как неотектоническая структура ни в высотах разделяемых ею складчатых морфоструктур, ни в их плановой конфигурации.

Восточнее меридионально, диагонально к линейным складчато-разрывным морфоструктурам краевой зоны СЗК, протягивается *Абрау-Чекупская зона деформаций (АЧЗД)*, названная так исходя из названий географических пунктов, расположенных на её простирации (рис. 1). Ранее она описывалась фрагментарно [4, 8] и считалась одной из внутренних поперечных разрывных зон СЗК. Проведенные исследования показывают существенно большее значение этой зоны как границы горно-складчатого сооружения СЗК и КТО.

Структурно-геоморфологические данные. Морфотектонические исследования на основе цифровых моделей рельефа (ЦМР) показывают, что к востоку от данной зоны горное сооружение имеет низкогорные высоты, поднимаясь на Коцехурском и Маркотхском хребтах до 600–700 м (гора Совхозная, 717 м). Западнее высоты хребтов резко снижаются и нигде, за исключением полуострова Абрау, ни одна морфоструктура складчатого сооружения не превышает 300 метров (рис. 2). *АЧЗД* имеет ширину 2–3 км и представлена цепочкой грабенообразных впадин угловатой, местами ромбической формы, контрастно погруженных на фоне поднятий Коцехурского, Маркотхского, Семисамского и Навагирского хребтов до абсолютных высот 100–200 метров. В пределах зоны расположены Раевская, Семигорская и Натухаевская грабенообразные депрессии, выполненные ингрессивно вложенными в них толщами четвертичных осадков, свидетельствующих о новейших опусканиях данных блоков и контрастно выделяющихся на геологической карте относительно мел-палеогеновых пород, выполняющих все соседние хребты и впадины. Севернее на линии *АЧЗД* выделяется Верхнегостагаевская впадина, и далее к ней приурочен меридиональный спрямленный участок долины Чекупса (рис. 2).

Оценка суммарной амплитуды вертикальных деформаций горного сооружения в *АЧЗД*, без учета факторов эрозии на хребтах и аккумуляции в пределах грабенообразных впадин, составляет 500–600 метров, а, учитывая названные факторы, может достигать 1 км и более. При этом в данной зоне не выявлено плановых деформаций осей линейных складчато-разрывных морфоструктур, аналогичных описанным в правосдвиговых Туапсинской или Пшихско-Адлерской поперечных зонах [6, 11], (рис. 1). Приведенные морфотектонические данные указывают на сбросо-раздвиговый характер *АЧЗД*.

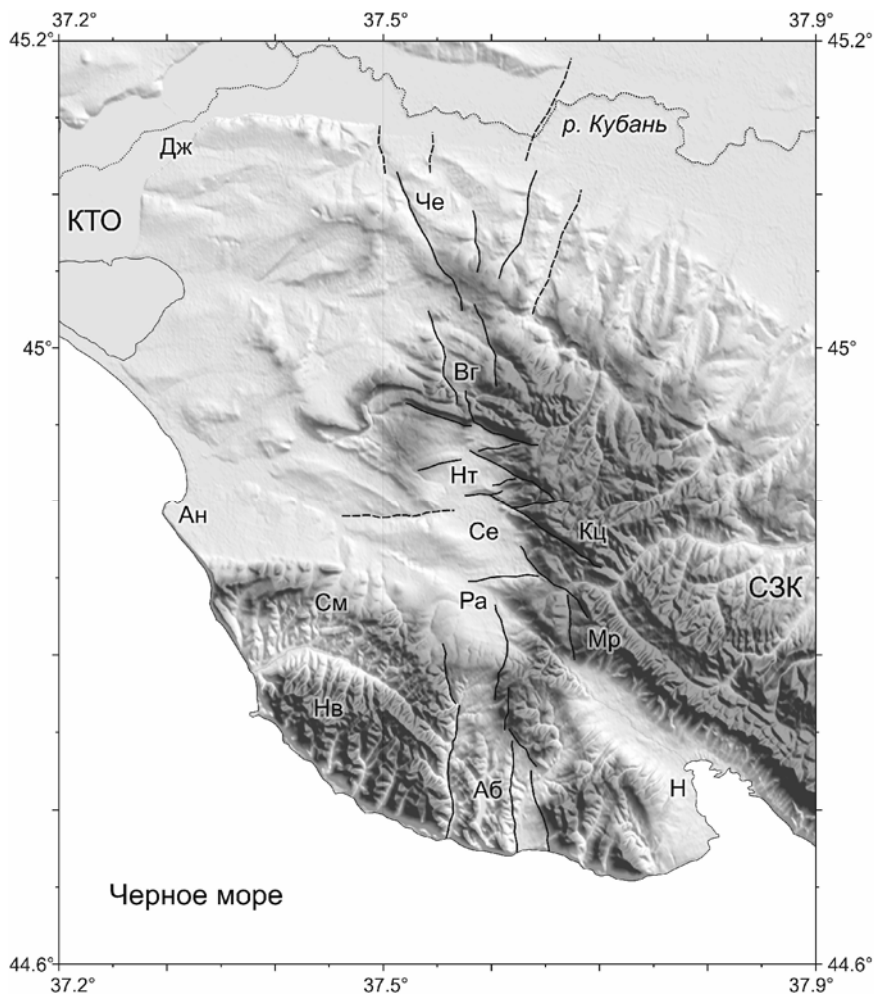


Рис. 2. Структурно-геоморфологические черты внутреннего строения зоны АЧЗД.

Изображение рельефа создано на основе ЦМР разрешения 3" с затемнением участков выше 150 м. Черными линиями обозначены предполагаемые новейшие разрывные нарушения, составляющие зону АЧЗД, по [4], с дополнениями. Буквами обозначены хребты: Кц – Коцехурский, Мр – Маркотхский, См – Семисамский, Нв – Навагирский; впадины: Ра – Раевская, Се – Семигорская, Нт – Натухаевская, Вг – Верхнегостагаевская; остальные буквенные обозначения – см. на рис. 1

Западнее *АЧЗД* явно преобладает прямой складчатый рельеф, образованный молодыми антиклинальными поднятиями и синклинальными впадинами. Вместе с тем, к востоку от *АЧЗД* все основные хребты развиты в осевых зонах синклиналей или на их крыльях, в то время как антиклиналям отвечают в рельефе крупные продольные депрессии – Михайловская, Верхнепсебепская и др. Согласно данным предшествующих исследований [1, 12, 11], такое преобладание инверсионного складчатого рельефа свидетельствует о значительно более длительном периоде существования складчатого сооружения как орогенного поднятия.

С востока к *АЧЗД* вплотную подходит плиоценовая¹ поверхность выравнивания на водораздельных поверхностях Коцехурского, Маркотхского и прочих хребтов [2]. Нигде западнее этой зоны подобные поверхности не отмечены, что также говорит в пользу более продолжительного развития горного сооружения к востоку от *АЧЗД* на протяжении плиоцен-четвертичного времени (рис. 1).

Исследования подводных каньонов на склоне Черноморской впадины (рис. 1) показывают, что в районе Новороссийска – Сочи каньоны имеют перпендикулярное к берегу простирание [3]. В районе полуострова Абрау все они резко разворачиваются в меридиональном и даже северо-западном направлении, параллельно береговому сейсмотектоническому уступу полуострова [10].

Геофизические данные. Две (северная и южная) отчетливо выраженные линейные аномалии Буге [14] простираются вдоль всей Крымско-Кавказской горной страны в пределах исследуемого участка, что подтверждает её структурное единство (рис. 1). Однако в *АЧЗД* наблюдается резкий изгиб простирания осей данных аномалий от субкавказского направления к востоку от зоны до широтного в пределах *КТО*. Кроме того, ось *АЧЗД* на север продолжается спрямленной меридиональной береговой линией Темрюкского залива, а еще севернее, в Азовском море, на простирании *АЧЗД* расположен резкий изгиб следующей гравитационной аномалии.

Карта изостатических аномалий [14] и другие литературные данные [4] показывают, что западная часть п-ова Абрау находится в зоне положительной аномалии изостазии, а ее максимум расположен западнее *АЧЗД* и соответствует хр. Навагир (гора Орел, 548 м). Это объясняет тот факт, что западное крыло зоны в пределах п-ова Абрау поднято выше восточного в отличие от остальной краевой зоны *СЗК*. Однако *АЧЗД* также проявляется в морфоструктуре полуострова в виде Абра-

¹ Данные карты поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР (1971 г.) с нижней границей четвертичного периода на уровне 0.78 млн л [2].

усской (Абраудюрсинской [8]) грабенообразной впадины. Следует отметить, что в зоне этого грабена расположено озеро Абрау, возникновение которого связано с сейсмообвалом [9], приуроченным к одному из разломов, входящих в *АЧЗД*. Интенсивной сеймотектонической переработке также подверглась зона восточного обрамления Абрауской грабенообразной впадины [9, 10].

Зона проявляется также и при анализе распределения сейсмических очагов (рис. 1). Современная сейсмическая активность отмечается на всем простирании зоны от континентального склона Черноморской впадины до Темрюкского залива Азовского моря. При этом максимум активности приурочен к западному крылу *АЧЗД* [15].

Согласно тектонофизическим данным А.В. Маринина, в зоне пересечения *АЧЗД* Семисамской антиклинали отчетливо проявлен структурный парагенез, связанный с действием субгоризонтального девиаторного растяжения северо-западной ($C3\ 320^\circ$) ориентировки и фиксируемый отрывно-сбросовыми системами северо-восточного простираения [5]. На обоих крыльях Семисамской антиклинали зафиксированы крупные максимумы сбросов $320\angle 70-80^\circ$ и отрывов $320\angle 80^\circ$. Приведенные данные подтверждают вывод о сбросо-раздвиговом характере *АЧЗД*.

Выводы. 1. Складчатые структуры *СЗК*, как и их продолжения на Таманском полуострове, развиваются в единой структурно-геодинамической обстановке сжатия. Направление сжатия при этом меняет вектор с северо-восточного (*СЗК*) на меридиональное (основная территория Тамани), что выражается в переориентировке планового положения осей складчатых морфоструктур и геофизических аномалий с субкавказского на широтное. 2. Складчатое сооружение *СЗК-КТО* рассекается Анапско-Джигинской поперечной зоной разломов, а горное сооружение *СЗК* ограничено с запада Абрау-Чекупской зоной разломов, проявляющей свойства меридионального сбросо-раздвига. Его развитие может быть объяснено растяжением в зоне изменения направления оси сжатия с северо-восточного на меридиональное, что подтверждается морфотектоническими и тектонофизическими данными. 3. Новейшее поднятие восточного кавказского крыла *АЧЗД* в ее северной и центральной частях можно оценить минимум в 600 м, а его возраст, и, следовательно, возраст самой зоны, как плиоцен-четвертичный. Вместе с тем, в южной части (п-ов Абрау) западное крыло зоны оказывается поднятым выше восточного приблизительно на 100 м, что согласуется с сейсмологическими и гравиметрическими данными. При этом сдвиговых деформаций осей линейных складчато-разрывных морфоструктур не выявлено.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 17-17-01073.

Литература

1. Буланов С.А., Трихунков Я.И. Инверсия складчатого рельефа как показателя тангенциального сжатия земной коры // Геоморфология. 2013. № 1. С. 11–18.
2. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб: 1:2500000. 1971 г. Министерство геологии СССР. Всесоюзный аэрогеологический трест. Академия наук СССР. Институт географии.
3. Карта четвертичных образований территории России и прилегающих акваторий. Масштаб: 1:2500000. 2014 г. Министерство природных ресурсов и экологии РФ. Федеральное агентство по недропользованию. ФГУП Всероссийский научно-исслед. геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). ФГУП Всероссийский научно-исслед. институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология).
4. Летавин А.И., Перерва. В.М. Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности Краевой зоны Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1987. 88 с.
5. Маринин А.В. Полевые тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Материалы докладов III тектонофизической конференции в ИФЗ РАН. 2012. Т. 1. С. 380–385.
6. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ, 2008. С. 191–224.
7. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
8. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа: (Опережающие исслед. для инж. изысканий). М.: Недра, 1992. 253 с.
9. Островский А.Б. О происхождении озера Абрау и других бессточных котловин на Черноморском побережье Кавказа / А.Б. Островский // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 1. С. 89–98.
10. Попков В.И. Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа / В.И. Попков, О.Ю. Крицкая, А.А. Остапенко, И.Е. Дементьева, О.Н. Быхалова // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2015. С. 44–49.
11. Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81.
12. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М. Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (Хребет Ачишхо) // Вторая молодежная тектонофизическая школа-семинар. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 270–274.
13. Хаин В.Е., Попков В.И. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к тектонической карте Чер-

номорско-Каспийского региона. Масштаб 1:2500000 / Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова. Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. 213 с.

14. Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales Biancale, R., Gabalda, G., Moreaux, G., Reinquin, F. Sarrailh, M. World Gravity Map. 1:50000000 map. Paris: BGI-CGMW-CNES-IRD, 2012.

15. Earthquake catalogue of International Seismological Centre. Source: <http://www.isc.ac.uk/>

Е.С. Турова, А.К. Алексеева¹

Структурные карты Лаптевского седиментационного бассейна

Совершенствование тектонической модели Лаптевского седиментационного бассейна является непреходящей задачей геологической отрасли. В настоящее время выполняется детализация и пополнение новыми данными Карты структурно-тектонического районирования восточно-арктических шельфов России [4] в процессе подготовки геологической основы оценки ресурсов нефти и газа на арктическом шельфе России. Наиболее значимые изменения внесены в Западный и Притаймырский участок карты в связи с появлением новых сейсморазведочных данных и переходом от пятимиллионного масштаба к масштабу 1:2500 000. Обзорный масштаб карт удовлетворяет региональному уровню оценок энергетического потенциала.

Лаптевская самостоятельная перспективная нефтегазоносная область (СПНГО) [1] на западе граничит с Анабаро-Хатангской нефтегазоносной области (НГО) Лено-Тунгусской провинции (НГП), нефтегазоносность восточного звена которой подтверждается новейшими результатами бурения [2, 3]. Этим обстоятельством объясняется повышенное внимание к геологическому строению пограничной зоны между этими регионами, поскольку возможно продолжение продуктивных толщ и тектонических структур Хатангского прогиба на акваторию моря Лаптевых. Отмечается неудовлетворительная сейсмическая изученность прибрежной (транзитной) части моря Лаптевых, что препятствует изучению зоны сочленения Лаптевской СПНГО и Анабаро-Хатангской НГО.

¹ ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия

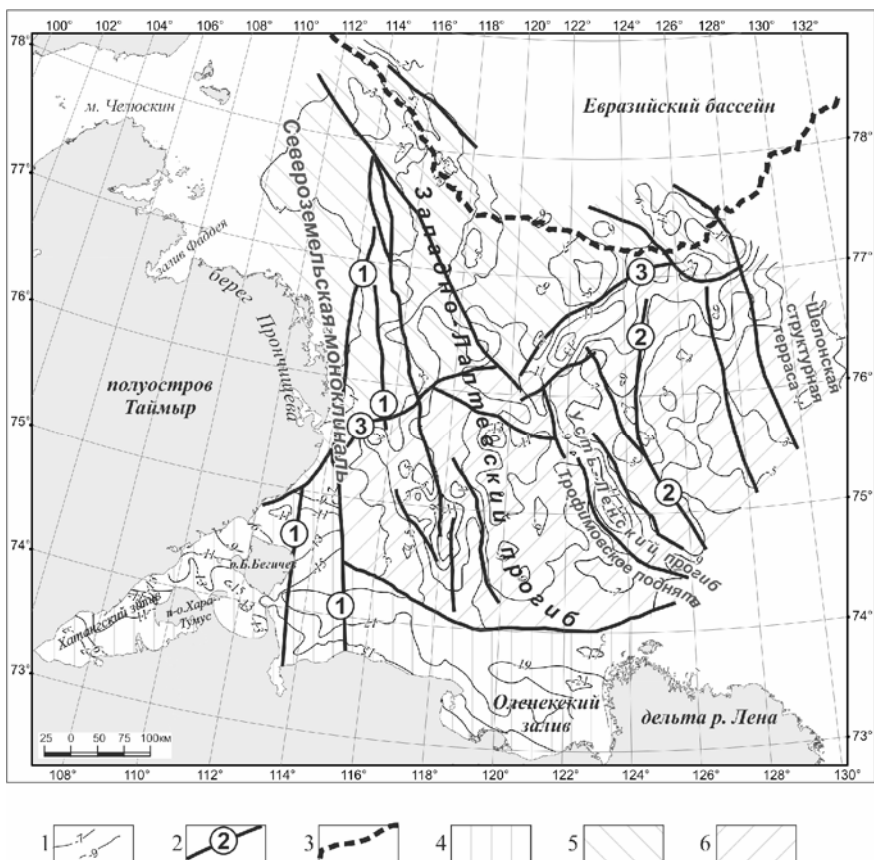


Рисунок. Структурная карта по подошве осадочного чехла и кровле консолидированной коры

1 — изогипсы, км; 2 — разрывные нарушения: (цифры в кружках): 1 — Нордвикские разломы, 2 — Лазаревский разлом, 3 — разломы Хатангско-Ломоносовской зоны; 3 — бровка шельфа; 4 — область выделения кровли консолидированной коры докембрийского возраста; области распространения осадочного чехла: 5 — на герцинском и раннекеммерийском фундаменте; 6 — на позднекеммерийском фундаменте

На стенде представлены структурные карты масштаба 1:2 500 000 пограничной зоны по следующим горизонтам: кровля консолидированной коры, подошва осадочного чехла (рисунок) и по двум опорным горизонтам в осадочном чехле — границе меловых и кайнозойских отложений и по подошве неогеновых осадков. Осадочный чехол перекрывает разновозрастные эпикратонные складчато-надвиговые систе-

мы промежуточного структурного этажа. В консолидированной коре преобладают неопротерозойские комплексы с древними включениями.

По сравнению с предыдущей картой тектонического районирования восточно-арктического шельфа наблюдается четкое прослеживание Хатангско-Ломоносовской зоны на шельфе моря Лаптевых в подошве осадочного чехла и в подошве кайнозоя при слабом проявлении в подошве миоцена. Складчатый фундамент на северо-западе от этой зоны древнее позднекиммерийского.

Технология создания представленной структурной модели сводится к следующему:

1. Приведению всех фондовых графических материалов к единому виду. Путем импорта все карты были загружены в ArcGis. Растровые карты привязаны и оцифрованы.

2. Далее проведена увязка материалов различных авторов.

3. Проведен анализ наиболее характерных сейсмических разрывов по профилям.

4. Выделены разрывные нарушения.

5. Построены и проанализированы в 3D ArcScene структурные поверхности.

6. Полученные поверхности оформлены в виде макетов карт.

Выполненное структурное картографирование является необходимым первым шагом в поисках подходов к прослеживанию нефтегазоносных комплексов Хатангской области на шельф моря Лаптевых.

Литература

1. 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 / Под ред. И.С. Грамберга, А.А. Комарицына. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 31–38.

2. Калинко 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.

3. Козлов Д. «Роснефть» нашла нефть на Хатанге // Газета Коммерсантъ – 16.10.2017. - <https://www.kommersant.ru/doc/3440348>

4. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Т.1. М.: ГЕОС, 2017. С 195–199.

Модель тектонического развития Арктического региона в апт-альбское время

История тектонического развития и строения Арктики является, на настоящий момент, дискуссионной темой. Существует, как минимум, 4 возможные модели тектонического развития региона [2, 3, 5, 8]. В последние годы было получено много новых – полевых, сейсмических, магнито- и гравиметрических данных для всей Арктики. Эти данные позволяют прояснить и подкорректировать существовавшие ранее модели, что и было сделано для апт-альбского времени в данном исследовании на основе новой геологической модели строения Арктики, предложенной А.М. Никишиным и др. [7].

Последние данные свидетельствуют о масштабных тектонических перестройках, происходивших в Арктике в апт-альбское время. В это время происходило формирование арктической обширной вулканической провинции HALIP [3], растяжение основных бассейнов шельфа Восточной Сибири [7] и обширные деформации на Аляске [9]. В уже существующих моделях было две существенные проблемы: 1) в рассматриваемое время в Арктике был этап «тектонической тишины», что никак не соответствует новым данным, 2) они не учитывали или противоречили глобальной схеме положения плит для данного временного интервала. Мы предприняли попытку создать схему, в равной степени описывающую деформации, задокументированные в регионе и укладываемую в глобальную тектоническую реконструкцию для данного времени.

Для построения использовалась открытое программное обеспечение GPlates. Положение и вращение основных блоков взято из глобальной реконструкции [6].

Модель основана на нескольких наборах данных: 1) направление и возраст деформаций на Новосибирских островах [1], 2) сейсмические данные об ориентировке и времени образования рифтов в основании Северо-Чукотского, Южно-Чукотского, Восточно-Сибирского и Анисийского бассейнов [7], а также 3) данные о деформациях Аляски и возможной трансформной границе между Чукоткой и Аляской [9]. Большинство данных указывает на обширное растяжение всего Восточ-

¹ Геолого-геофизическая служба Геологического института РАН, Москва, Россия

² Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

³ CEED, Oslo, Norway

⁴ Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

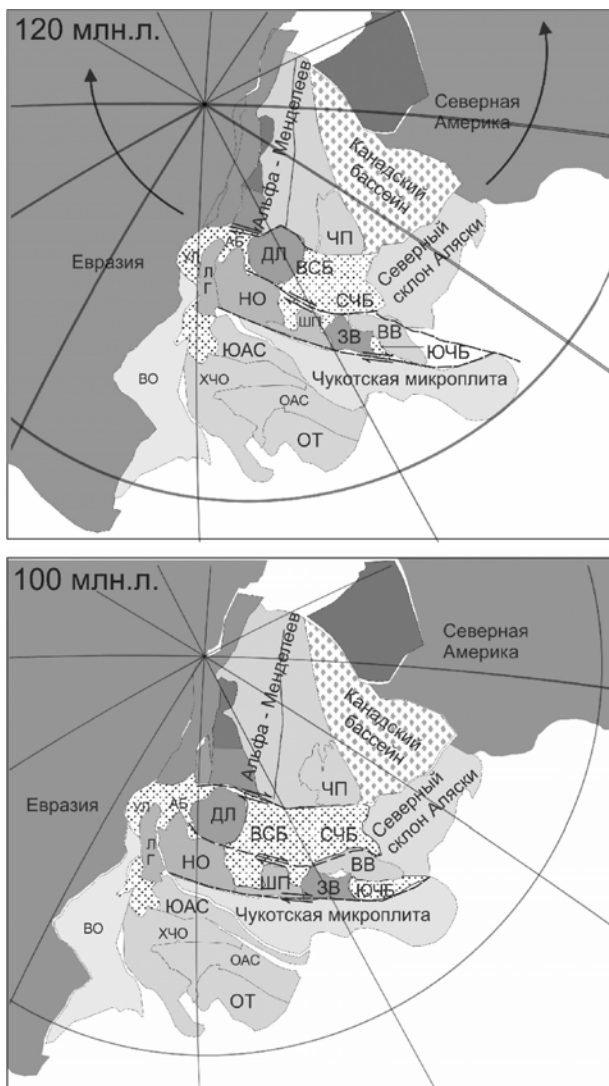


Рисунок. Тектонические реконструкции Арктического региона для возрастов 120 и 100 млн лет. ЧП – Чукотское плато; ДЛ – блок Де-Лонга, АБ – Анисинский бассейн; УЛ – Усть-Ленский грабен; ЛГ – Лаптевский Горст; НО – блок Новосибирских островов; ШП – Шелагское поднятие; ЗВ – Западно-Врангелевский блок; ВВ – Восточно-Врангелевский блок; ЮЧБ – Южно-Чукотский бассейн; СЧБ – Северо-Чукотский бассейн; ЮАС – Южно-Ануйская сутура; ХЧО – Ороген хребта Черского; ОАС – Олой Алазейский террейн; ОТ – Омолонский террейн; ВО – Верхоянский ороген

но-Сибирского шельфа в северо-запад–юго-восточном направлении. Степень растяжения можно грубо оценить по степени утоненности коры в основании каждого из бассейнов. Для Северо- и Южно-Чукотского бассейнов степень растяжения равняется 80–100%, для Анисийского и Восточно-Сибирского – 20–40%. Такое растяжение невозможно объяснить роллбэком Чукотского микроконтинента над Тихоокеанской зоной субдукции, так как в этом случае получается принципиально иное СВ- ЮЗ направление растяжения, а также необходимы существенные деформации в зоне Южно-Анхойской сутуре в конце нижнего мела. Также это нельзя объяснить локальными перемещениями Аляски, так как суммарное растяжения изучаемого региона равняется 450–550 км, а с западной стороны Аляска жестко ограничена Северо-Американским кратоном.

Соответственно, такое растяжение возможно получить только региональным растяжением всего пространства между Северо-Американским кратоном и Евразией. Взаимное положение блоков в мел-кайнозойское время жестко устанавливается по линейным магнитным аномалиям в Атлантическом океане. Но в период хрона C34n (83.0–120.6 млн лет) из-за отсутствия инверсий магнитного поля всё построение является интерполяцией между взаимным положением Африканского и Северо-Американского кратонов на периоды 120.6 и 83.0 млн лет. Снизив относительные скорости движения Северо-Американского кратона относительно Африканского на 1.5 см/год в интервале 120–100 млн лет можно получить значительное растяжение в Арктическом регионе на 450–550 км. Полученная модель в других регионах полностью идентична модели [6]. Единственное отличие от глобальной модели возникает в районе моря Лабрадора, где фиксируется незначительное растяжение в отличие от тектонического спокойствия в ранее принятых моделях. Но по сейсмическим данным Лабрадора устанавливается этап рифтообразования и накопления синрифтовых седиментационных толщ как раз в это время [4].

Нами была получена новая модель развития Арктического региона в апт-альбское время, которая хорошо согласуется с глобальной моделью движения плит и соответствует последним данным о развитии отдельных участков Арктики в этот период.

Литература

1. Косыко М.К. и др. Геология Новосибирских островов – основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. № 2 (8). С. 1–36.

2. Кулаков И.Ю. и др. Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических данных // Геология и геофизика. 2013. № 8 (54). С. 1108–1125.
3. Лаверов Н.П. и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
4. Dickie K. et al. Tectonostratigraphic evolution of the Labrador margin, Atlantic Canada // Marine and Petroleum Geology. 2011. № 9 (28). С. 1663–1675.
5. Grantz B.A. et al. Sedimentary successions of the Arctic region that may be prospective for hydrocarbons // Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. № 1 (35). С. 17–37.
6. Matthews K.J. et al. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // Global and Planetary Change. 2017. N 146. С. 226–250.
7. Nikishin A.M., Malyshev N.D., Petrov E.I. Geological structure and history of the Arctic ocean / A.M. Nikishin, N.D. Malyshev, E.I. Petrov, EAGE Publications bv, 2014.
8. Shephard G.E., Müller R.D., Seton M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // Earth-Science Reviews. 2013. V. 124. С. 148–183.
9. Till A.B. A synthesis of Jurassic and Early Cretaceous crustal evolution along the southern margin of the Arctic Alaska – Chukotka microplate and implications for defining tectonic boundaries active during opening of Arctic Ocean basins // Lithosphere. 2016. № 1. С. 1–19.

А.О. Хотылев, Ал.В. Тевелев¹

Дайковые рои Башкирского мегантиклинория: геохимические особенности и этапы формирования

В Башкирском мегантиклинории имеют место быть весьма разные по составу и облику проявления магматизма: от крупных интрузивных массивов (например, Бердяушский массив гранитов-рапакиви, Кусино-Копанский расслоенный габбро-амфиболитовый массив и пр.) до бесчисленных дайковых комплексов ультрабазит-базитового состава и эффузивных разностей (трахибазальты айской свиты, контрастная риолит-базальтовая серия машакской свиты и пр.). На сегодняшний день принято считать, что формирование всех этих объектов происходило в несколько этапов на протяжении всего рифея и, видимо, венда.

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

Данная работа посвящена дайковым комплексам основного состава, развитым в северной части Башкирского мегантиклинория и их геохимическим особенностям. Главная задача данного исследования состояла в том, чтобы, основываясь на геохимических и петрологических характеристиках пород, установить тела скольких условных «этапов дайкообразования» распространены в районе Бакальского рудного поля и на прилегающих к нему территориях. Были изучены тела в районе г. Бакала, к северу от него, вокруг пос. Ельничный, на востоке хр. Бол. Сука, к западу и юго-западу от пос. Сибирка.

Как и отмечено предшественниками, по петрологии породы различаются плохо. Основная причина этого – очень сильные и крайне неравномерные вторичные изменения. Все без исключения тела испытали позднейшие преобразования: начиная с хлоритизации пироксенов и развитием соссюрита по плагиоклазам, заканчивая формированием значительных количеств роговой обманки и биотита.

В распределении петрогенных оксидов обнаруживается хорошо известная для Башкирского мегантиклинория картина. Породы отвечают габбро, монцогаббро и габбро-диоритам. По содержанию TiO_2 наблюдается неотчетливое разделение на две группы: относительно низкотитанистую (0.5–1.5%) и высокотитанистую (1.6–3%). Такое распределение обычно для пикродолеритовых даек [2] и для трахибазальтов айской свиты [3]. Щелочность пород нормальная, с преобладанием Na_2O над K_2O , лишь в единичных случаях отмечается калиевая специфика пород – содержания Na_2O колеблются от 1 до 4%, K_2O – не превышают 2%. Содержания MgO , характерные для долеритов – от 5 до 12%, и лишь единичные тела содержат 18–20% MgO .

Распределение рассеянных и редкоземельных элементов лучше всего иллюстрируется мультиэлементной диаграммой (рисунок), на которой содержания элементов нормированы на примитивную мантию (PM). По характеру их распределения можно выделить три достаточно хорошо различающиеся между собой группы тел. Первая группа, включает в себя 11 тел (поле №1) и отличается в целом обогащением рассеянными элементами, располагаясь между линиями значений E-MORB и OIB. Для нее характерно очень слабовыраженное обеднение Ta, Nb, Zr, Hf, а также нередко обеднение Pb и Sr. Тела с такими характеристиками концентрируются вокруг восточного окончания хр. Большая Сука и к западу от поселка Сибирка, также пересекают саткинскую свиту нижнего рифея. На диаграмме La/Yb–La фигуративные точки пород этой группы формируют отчетливый прямолинейный тренд с более крутым наклоном, чем у группы №2, что может быть признаком иного по сравнению с Бакальской группой тел процесса дифференциации, иного источника. Важно

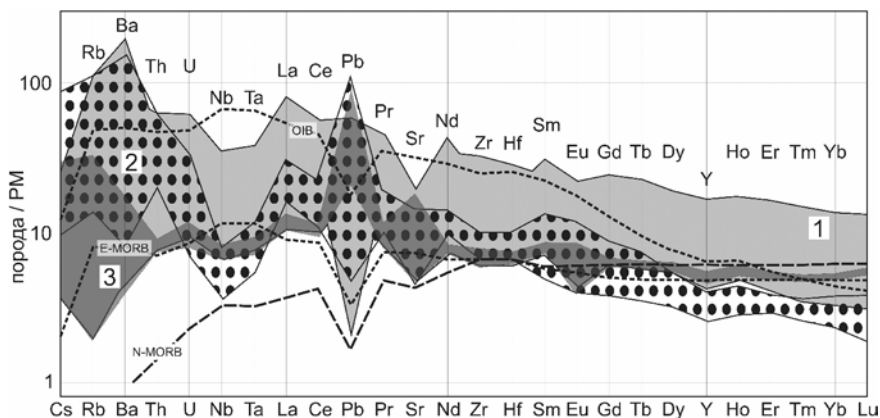


Рисунок. Мультиэлементная диаграмма для даек основного состава Бакало-Саткинского района. Значения PM, E-MORB, N-MORB, OIB по [6]. 1 – тела к западу от пос. Сибирка и у восточного подножья хр. Бол. Сука; 2 – тела к востоку и к северу от г. Бакал; 3 – обособленное тело у восточного подножья хр. Бол. Сука (объяснения в тексте)

отметить, что эти тела сильнее преобразованы, вплоть до того, что 15–20% породы может быть сложено биотитом и амфиболами.

Тринадцать тел, расположенных в окрестностях г. Бакал (поле №2) характеризуются резкими отрицательными аномалии Ta и Nb, менее выраженным обеднением Zr и Hf и отчетливым обогащением Pb. И обеднение высокочargedными элементами, и обогащение Pb считается признаком контаминации коровым веществом [2], что весьма логично при мощной континентальной коре. Ряд тел и Главная Бакальская дайка резко выделяются повышенными содержаниями Th. Это может быть связано либо с контаминацией коровым веществом, либо с метасоматозом. Но при этом, отношение $La/Yb-La$ у них всех одинаковое – они образуют единый прямолинейный тренд, без признаков неравномерной контаминации коровым веществом. Значит, изменение содержаний U и Th в некоторых телах связано с более поздним метасоматозом, а не с контаминацией. Тела этой группы очень близки к Главной дайке Бакала, возраст которой составляет 1385 ± 1.4 млн лет (U-Pb, TIMS по бадделиту, [5]) и к силлам у г. Кусы в доломитах саткинской свиты с возрастом 1360 ± 9 млн лет (Ar-Ar) [4].

Третья группа (поле №3) представляет собой серию проб по одному телу у восточного подножья хр. Большая Сука. Основанием для отделения ее в самостоятельную группу является сильное обеднение всем спектром рассеянных элементов практически до уровня E-MORB. Для

этих пород характерно практически отсутствие K_2O – не более 0.04% при 2–3% Na_2O , очень легкое обеднение высоkozарядными элементами. Отдельное внимание стоит обратить на распределение Pb – его содержание увеличивается от 11 до 120 нормированных содержаний (от 4.1 до 113 г/т) от центра к эндоконтакту тела, что можно рассматривать в качестве достаточного основания считать, что Pb привносится из вмещающих пород.

Косвенным указанием на более молодой возраст этого интрузива является достаточно хорошая его сохранность и не очень сильно развитые вторичные преобразования. С другой стороны, по мнению С.Г. Ковалева [1], наиболее обедненные разности базитов, возникающие при максимальном раскрытии рифта, должны были формироваться в среднем рифее, так как именно тогда рифтинг был наиболее развит, и могли формироваться наиболее обедненные выплавки.

Все представленные результаты, хотя и являются на данный момент предварительными, позволяют сделать некоторые выводы и предположения.

1. В Бакало-Саткинском районе дайки и силлы основного состава по характеру распределения рассеянных элементов можно разделить на три группы. Первая из них очень близка к Главной Бакальской дайке и силлам на окраине г. Куса, и обладает характерными отрицательными аномалиями Ta, Nb, Zr и Hf. Упомянутые интрузивы имеют достоверные датировки, поэтому можно с определенной уверенностью предполагать, что эта группа тел формировалась в машакский этап рифтогенеза, то есть примерно 1360–1370 млн лет назад и относится, вероятно, к кургасскому долеритовому комплексу.

2. Вторая группа включает в себя тела на восточном склоне и у подножья хр. Большая Сука и характеризуется более обогащенным спектром, по сравнению с первой группой. Судя по отношению La/Yb, тела этой группы формировались независимо от тел первой группы. Соотнести их с продатированными интрузивами пока не удалось, что не позволяет установить их возраст.

3. Третья группа представлена единственным телом у восточного подножья хр. Бол. Сука. Отличительной особенностью этого тела является существенная обедненность всем спектром рассеянных элементов до уровня E-MORB, при значительном обогащении Pb. Исходя из того, что содержание Pb возрастает от центра тела к контакту практически на два порядка, можно достаточно уверенно утверждать, что он может привноситься из вмещающих пород. Общее обеднение рассеянными элементами можно рассматривать, с одной стороны, как признак наибольшего раскрытия рифта, а значит и возраст тела предполагать сред-

нерифейским. С другой стороны, породы обеднены сильнее Главной Бакальской дайки, для которой среднерифейский возраст установлен достаточно достоверно. Учитывая это последнее соображение и слабую степень вторичной переработки пород, можно предположить, что тело внедрилось позднее даек Бакальского рудного поля, например, на границе среднего и позднего рифея, когда тоже происходило интенсивное формирование базитовых интрузий.

Литература

1. Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
2. Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. № 4. С. 392–428.
3. Хотылев А.О., Тевелев Ал.В. Геохимические особенности вулканитов навышского комплекса (ранний рифей, Южный Урал) // Вест. Моск. Ун-та. Сер. Геол. в печати.
4. Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н., Округин А.В., Арчибальд Д.А. Реконосцерочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Материалы МТК. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 320–321.
5. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник ИГ УрО РАН. 2006. № 5. С. 1–45.
6. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 31–345.

Новая кинематическая модель формирования Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана

В ходе исследования выполнен всесторонний анализ бати-, грави- и магнитометрических данных, накопленных на акватории Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана, с последующей тектонической интерпретацией с использованием данных сейсморазведки. Результатом этой работы стало создание наиболее детальной для изучаемого региона структурно-тектонической схемы. Установленные особенности тектонического строения каждой из геоструктур Амеразийского бассейна свидетельствуют о существовавших в прошлом тектонических режимах, их ориентации в пространстве, что позволяет понять историю их развития и бассейна в целом.

Ключевым моментом исследования явилось обнаружение в пределах Амеразийского бассейна ряда крупных сдвиговых зон. Первой, в 2013 году, была установлена сложно построенная Альфа-Менделеевская разломно-сдвиговая зона, разделяющая одноименные хребты [1–3] (рисунок). Её существование предполагал почти полвека назад Джон Холл [7]. Весомым аргументом в подтверждение её существования оказались результаты интерпретации данных МОВ ОГТ 2Д, полученных в ходе уникальной экспедиции «Арктика-2012» [2]. На нескольких сейсмических разрезах, пересекающих данную зону, выявлены признаки сдвиговых деформаций (цветковые структуры) [2]. Максимальное смещение вдоль этой левосдвиговой зоны оценивается равным ~350 км. Следующая зона, предполагаемая исключительно по данным потенциальных полей и батиметрии – это Альфа-Чукотская разломно-сдвиговая зона. Она отделяет западное плато хребта Альфа [5] от его основного блока и продолжается в котловину Наутилус до северного окончания Чукотского плато (рисунок). Строение тектонических элементов по разные стороны от зоны свидетельствует о её левосдвиговой природе. Третья, Восточно-Арктическая разломно-сдвиговая зона, предположительно функционировала в качестве правосдвиговой вдоль восточно-арктического евразийского континентально-го склона.

По результатам осмысления выявленных особенностей тектонического строения предложена новая кинематическая модель, описывающая процесс распада кратона Арктида на блоки земной коры хребтов

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

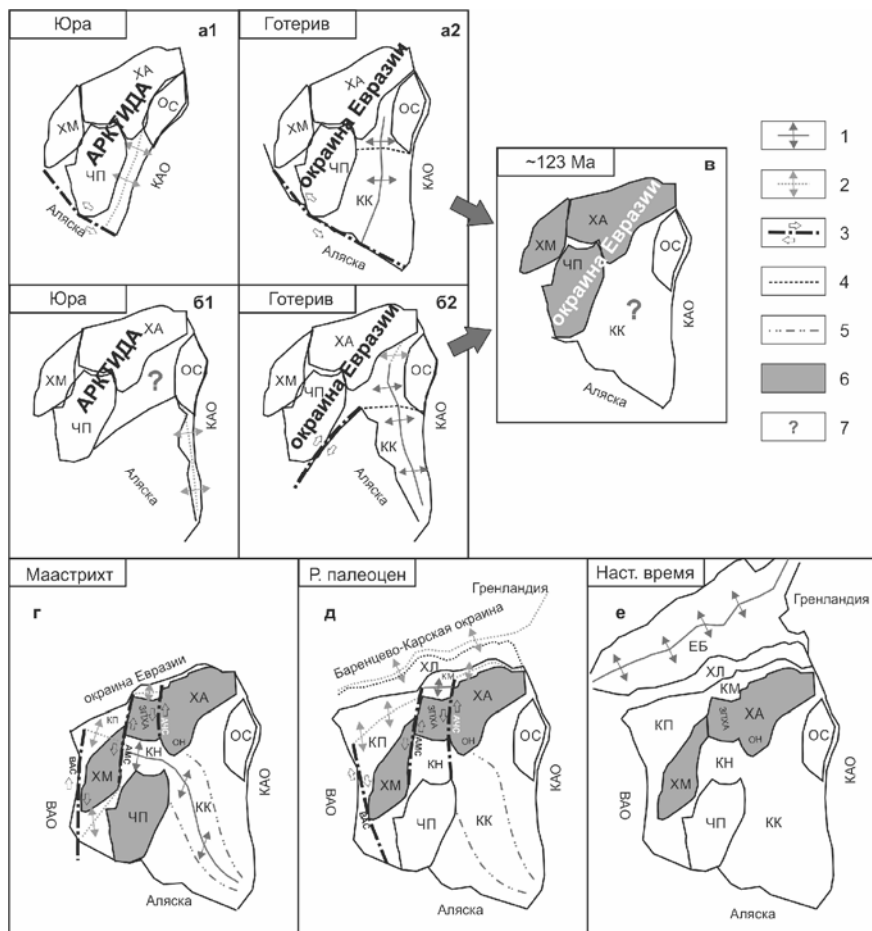


Рисунок. Принципиальные палеореконструкции, иллюстрирующие новую кинематическую модель формирования Амеразийского бассейна.

Ось и направление спрединга (1); ось и направление растяжения (2); главные сдвиги (3): АМС – Альфа-Менделеевская разломно-сдвиговая зона, АЧС – Альфа-Чукотская разломно-сдвиговая зона, ВАС – Восточно-Арктическая разломно-сдвиговая зона; примечательный трансформ в КК (4); границы домена MORB [6] в КК (5); область распространения HALIP на континентальных блоках (6); области, для которых нет достоверных сведений о существовавшем на момент реконструкции тектоническом режиме (7). Сокращения: ВАО – Восточно-Арктическая континентальная окраина; ЕБ – Евразийский бассейн; ЗПАХ – западное плато хребта Альфа [5]; КАО – Канадская арктическая континентальная окраина; КК – Канадская котловина; КМ – котловина Макарова; КН – котловина Наutilus; КП – котловина Подводников; ОН – отрог Наutilus; ОС – блок отрогов Север и Пири; ХА – хребет Альфа; ХЛ – хребет Ломоносова; ХМ – хребет Менделеева; ЧП – Чукотское плато

Альфа и Менделеева, блока Чукотского плато и раскрытия котловин Макарова, Наутилус и Подводников между ними (рисунок) [4]. Кроме этого, модель проливает свет на особенности раннего этапа эволюции Амеразийского бассейна, когда произошло раскрытие прото-Канадской котловины и котловины Стефанссона.

Данная модель проиллюстрирована рядом палинспастических реконструкций на рисунке [4]. С учетом установленных в ходе исследования фактов, наиболее обоснованно представлен поздний этап активного формирования бассейна, когда функционировали упомянутые выше сдвиговые зоны и происходил распад континентальных блоков Арктиды с образованием котловин между ними. Ранний этап эволюции, в течение которого была сформирована прото-Канадская котловина и в конце произошло формирование Высокоширотной Арктической крупной магматической провинции (NALIP, [5, 6]) представлен на рисунке двумя возможными сценариями. Первый из них подразумевает раскрытие прото-Канадской котловины за счет ротационного вращения Аляски от Канадской арктической континентальной окраины, сопровождавшегося перемещением последней по сдвигу вдоль будущего восточного фланга Чукотского плато (рисунок, б). Второй сценарий предполагает наличие крупного сдвига вдоль северного склона Аляски и раскрытие прото-Канадской котловины за счет левостороннего сдвига по нему блоков земной коры хребта Менделеева и Чукотского плато (рисунок, а). Последний вариант, будучи более спекулятивным, тем не менее, объясняет большее количество наблюдаемых особенностей тектонического строения геоструктур Амеразийского бассейна.

На данном этапе исследования делается акцент на том, что предлагаемая модель является, главным образом, кинематической, т.е. не рассматриваются причины описываемых движений (геодинамика). Предполагается, что она останется актуальной, даже в случае ошибок в датировании палеорекоonstrukций на рисунке.

В отношении последнего, важно отметить, что существуют серьезные проблемы с определением возраста тектонических событий в Амеразийском бассейне. Эти проблемы происходят из очевидной несовместимости всего ряда известных и применяемых в настоящее время при реконструировании истории формирования бассейна фактов (ограничений) [4]. Это приводит к мысли о том, что некоторые из них являются ложными.

Литература

1. Chernykh A.A., Astafurova E.G., Korneva M.S., Egorova A.V., Redko A.G., Glebovsky V.Yu.. Tectonic pattern of the Mendeleev Ridge and adjacent

basins: results of joint analysis of potential fields and recent Russian seismic data // Geophys. Res. Abstracts. 2014. V. 16, EGU2014-14872.

2. Chernykh A.A., Glebovsky V.Yu., Egorova A.V., Redko A.G., Sukhanov R.A. Tectonic structure and evolution of the Alpha-Mendeleev Fracture Zone // Abstracts of the ICAM VII. 2015. Trondheim, Norway. <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.29315.20004>.

3. Chernykh A.A., Astafurova E.G., Glebovsky V.Yu., Korneva M.S., Egorova A.V., Redko A.G. New Data on Tectonics of Mendeleev Ridge and Adjacent Geological Structures // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 470. N 1. P. 900–904. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X16090117>.

4. Chernykh A., Glebovsky V., Zikov M., Korneva M. New insights into tectonics and evolution of the Alpha and Mendeleev Ridges and adjacent basins // J. Geodynamics Spec. Issue. 2018. (submitted).

5. Døssing A., Gaina C., Brozena J. M. Building and breaking a large igneous province: An example from the High Arctic // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. P. 6011–6019. <http://dx.doi.org/10.1002/2016GL072420>.

6. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V. & Sørensen K. (eds.) // Arctic Petroleum Geology // Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. V. 35. P. 771–799. <http://dx.doi.org/10.1144/M35.50>.

7. Hall J.K. Arctic Ocean Geophysical Studies: The Alpha Cordillera and Mendeleev Ridge. PhD thesis. New York: Columbia University, 1970.

**Е.А. Шалаева¹, С.А. Соколов^{1, 2}, В.А. Лебедев³,
А.И. Хисамутдинова¹**

Корреляция туфа еревано-ленинканского типа и вулканитов привершинной части влк. Арагац

Территория Армении отличается широким развитием верхнеплиоценовых–голоценовых вулканогенных пород, что вписывается в общую картину вулканической активности Большого и Малого Кавказа, наблюдающуюся последние 10–11 млн лет. По мнению исследовате-

¹ Геологический институт РАН, Россия, Москва

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

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

лей, вулканизм этого региона развивался в условиях преобладающего субмеридионального сжатия, связанного с этапом «жесткой» коллизии Евразийской и Африкано-Аравийской литосферных плит. Как правило, проявления вулканизма приурочены к областям локальных растяжений, сформировавшихся вдоль диагональных и субширотных сдвигов и сдвиговых зон, связанных с коллизией [4]. В свою очередь, геохимические особенности вулканических комплексов являются важным индикатором геодинамических и палеотектонических обстановок в условиях коллизии, что определяет интерес к их исследованию.

Важнейшие проявления вулканизма в Армении связаны с активностью двух основных структур – Транскавказского поперечного поднятия и Анкавано-Сюникского разлома, являющегося продолжением Северо-Анатолийского глубинного разлома [2, 3].

Транскавказское поперечное поднятие помимо прочего выражается цепочкой крупных стратовулканов, вытянутой в субмеридианальном направлении через Малый и Большой Кавказ. Одной из наиболее значительных вулканических построек данной структуры является вулкан Арагац, ее диаметр достигает 42 км, а высота – 4090 м. Активность вулкана проявилась в период ориентировочно 900–500 тыс лет назад [7] и характеризуется крупными извержениями основного конуса и многочисленных паразитических центров на его склонах, а также трещинными излияниями на прилежащих вулканических плато. Площадь распространения вулканитов Арагаца составляет около 500 км² и рассматривается как Арагацкая неовулканическая область [8].

На основе геолого-стратиграфических реконструкций и К-Аг датировок в истории Арагаца выделяется либо четыре, либо три этапа активности вулкана [1, 7], извержения отличались как разнообразием типов, так и составом эффузивов.

До недавнего времени во многом спорным было стратиграфическое положение туфов ленинканского типа. Данное исследование посвящено новым данным по абсолютному и относительному возрасту, химическому составу, области распространения и корреляции лав вулкана Арагац.

В ходе полевых работ в республике Армения в 2012–2016 годах, было описано более 20 точек выхода туфов еревано-ленинканского типа, измерены мощности, описано внутреннее строение игнимбрита, отобрано шесть К-Аг проб (возраст определен в ИГЕМ). Кроме того, было проведено сопоставление полученных возрастов и химических составов отобранных образцов туфа и предполагаемых одновозрастных лав привершинной области Арагаца, предоставленных трахитами.

Туф еревано-ленинканского типа распространен к северу и северо-западу от вулканической постройки Арагаца, выстилая днище северо-западной области Ширакской впадины, дренируемой рекой Ахурян. Он перекрывает четвертичные озерные и аллювиальные отложения анийской и предположительно арапийской свит [6].

Средняя мощность игнимбритов составляет 4–5 м, хотя локально может достигать 20 м. Объем выброшенного материала составляет более 1 км³, что соответствует индексу VEI 5.

Макроскопическое изучение толщи позволяет сделать вывод о том, что внутреннее строение игнимбрита не обнаруживает каких-либо следов перерыва в накоплении, перемыва, закалки и т.п., что свидетельствует в пользу предположения об одноактности события, приведшего к формированию толщи. Все геохимические пробы, отобранные из туфа, указывают на крайне близкий химический состав образцов, что также говорит о единственном выбросе пеплового материала.

К-Аг даты дают близкие возрастные характеристики для всех проб. Наиболее достоверными можно считать две даты, полученные для образцов с наименьшим содержанием атмосферного Аг – 0.65 ± 0.06 и 0.68 ± 0.10 млн лет, что согласуется с данными Аг-Аг проб полученными Меликсетяном Х.Б. [5] – 0.6 ± 0.038 млн лет. Образцы с большим содержанием атмосферного аргона показали возраст 0.84 ± 0.07 , 0.82 ± 0.05 , 0.74 ± 0.05 млн лет, что не противоречит представлениям о возрасте туфа.

Полученные данные по ленинканским туфам были сопоставлены с геохимической характеристикой и К-Аг возрастом привершинных трахитов Арагаца. Пробы обнаруживают сходный химический состав и возраст (0.68 ± 0.07 и 0.72 ± 0.07 млн лет). Это позволяет говорить об одновременном формировании игнимбрита и привершинных эффузивов.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что толща ленинканского туфа была сформирована в результате одноактного извержения в конце третьего этапа вулканической активности вулкана Арагац. Движение раскаленного потока было ориентировано на северо-запад от вулкана, в область Ширакской впадины, где игнимбриты перекрыли отложения анийской и арапийской свит.

Благодарности. Работа выполнена за счет средств Российского Научного Фонда, проект № 17-17-01073.

Литература

1. *Гукасян Ю.Г.* Петрография, минералого-геохимические особенности и история формирования Арагацкого вулканического комплекса. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1985. 25 с.

2. Гурбанов А.Г., Богатииков О.А., Шарков Е.В., Газеев В.М., Лексин А.Б. Новейший магматизм северной части трансконтинентального Восточно-Африканского–Транскавказского рифтового пояса // Изменение окружающей среды и климата – природные и связанные с ними техногенные катастрофы. М.: ИГЕМ РАН, 2008. Т. 2. С. 188–205.
3. Джрбациян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х., Навасардян Г.Х., Геворгян Р.П. Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизийного наземного вулканизма Армении // Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2012. Т. 65. № 3. С. 3–20.
4. Короновский Н., Демина Л. Коллизийный вулканизм Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса // Вест. Киевского нац. ун-та им. Т.Шевченко. Геол. 2014. Т. 3. N 66. С. 10–15.
5. Меликсетян Х.Б. Геохимия вулканических серий Арагацкой области // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3. С. 34–59.
6. Трифонов В.Г., Шалаева Е.А., Саакян Л.Х., Бачманов Д.М., Лебедев В.А., Трихунков Я.И., Симакова А.Н., Авагян А.В., Тесаков А.С., Фролов П.Д., Люин В.П., Беляева Е.В., Латышев А.В., Ожерельев Д.В., Колесниченко А.А. Четвертичная тектоника новейших впадин Северо-Западной Армении // Геотектоника. 2017. № 5. С. 42–64.
7. Чернышов И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбациян Р.Т., Гукасян Ю.Г. Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования // ДАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 95–102.
8. Ширинян К.Г. // Изв. АН АРМ ССР. Сер. наук о Земле. 1975. № 1. С. 3–15.

Е.В. Шарков¹

Строение и развитие нижней коры океанов и задуговых морей: свидетельства по впадине Маркова (Срединно-Атлантический хребет, 6°с.ш.) и Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал)

В настоящее время существует консенсус, что нижняя океаническая кора сложена преимущественно различными габброидами. Сейчас преобладают две точки зрения на ее происхождение: 1) образование при

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

затвердевании крупной линзы базальтового расплава с последующим растеканием каши кристаллов от оси хребта (модель «габбрового ледника» («gabbro glacier»: [11]) и 2) путем внедрения многочисленных базитовых силлов [8, 13].

Вместе с тем, структурно-текстурные особенности пород и весьма ограниченный их набор, сходный с кумулатами крупных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов континентов, могут указывать на важную роль подобных интрузивов в строении и происхождении нижней океанической коры. Кроме того, близкая по составу мафитовая нижняя кора наблюдается и в задуговых морях, в другой тектонической обстановке, и вопрос ее происхождения также требует обсуждения.

Мы рассмотрим эти проблемы на примерах нижней коры в осевой зоне современного Срединно-Атлантического хребта (САХ), вскрытой в бортах глубоководной впадины Маркова (5°50'–6°02'с.ш.), и нижне-корового Габбрового комплекса палеозойской Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал), формировавшейся в условиях задугового моря.

Строение нижней коры САХ (на примере впадины Маркова). Нижняя кора современных океанов выходит на поверхность дна в пределах так называемых внутренних океанических комплексов (ВОК), известных в англоязычной литературе как oceanic core complexes (ОСС). Это куполообразные выходы деформированных и сильно измененных габброидов и мантийных перидотитов в осевых частях медленно-спрединговых хребтов типа Срединно-Атлантического и Западно-Индийского [13 и библиография там]. Во всех случаях разрез литосферы в целом, выглядит аналогично: в самых низах развиты сильно серпентинизированные мантийные перидотиты, выше которых расположены измененные габброиды нижней коры, мощность которой обычно составляет 3–4 км [13]; потоки свежих базальтов верхней коры несогласно перекрывают измененные плутонические породы.

Одним из таких комплексов является ВОК Сьерра-Леоне в экваториальной Атлантике, в зоне спрединга САХ [7, 12]. Здесь наблюдается система кулисообразно расположенных грабенообразных впадин, наиболее глубокой из которых (~5 км от поверхности океана) является впадина Маркова. Ее борта, как и в других ВОК, образованы выходами измененных габброидов нижней коры и перидотитов мантии, а поверхность хребта перекрыта потоками свежих базальтов. Здесь был выполнен большой объем драгировочных работ, в том числе в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2001–2002 гг.) и 22-м рейсе НИС «Профессор Логачев» (2003 г.), в которых я принимал участие.

Судя по данным морского акустического комплекса бокового обзора ГБО МАК-1М, восточный борт впадины Маркова образован субгоризонтально-расслоенными породами нижней коры; хорошо видны многочисленные крутопадающие разломы, один из которых заполнен дайкой диабазов, вероятным подводящим каналом лавового потока верхней коры [12]. По данным драгирования, основной объем нижней коры здесь сложен породами расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов двух типов: (1) происшедших за счет толеитов типа MORB и (2) за счет расплавов кремнеземистой Fe-Ti-оксидной серии, связанной с магмами типа OIB, часто образующие силлы [5]. Они являлись промежуточными очагами магматических систем, где накапливались расплавы, поступавшие из области генерации магм, происходили процессы их кристаллизационной дифференциации и смешения магм. Преобладание среди габброидов сильно измененных разновидностей свидетельствует об их связи с предыдущим эпизодом (эпизодами?) тектоно-магматического развития океанической коры. В результате подъема хребта, они были выведены на поверхность дна и затем перекрыты потоками свежих базальтов.

Войкарский габбровый комплекс (Полярный Урал). В качестве примера строения нижней коры задугового моря рассмотрим нижнекоревый габбровый комплекс хорошо сохранившейся Войкарской (Войкаро-Сыньинской) офиолитовой ассоциации на Полярном Урале [1, 2, 6]. Согласно изотопно-геохронологическим (U-Pb метод по циркону) данным, этот комплекс формировался на протяжении ~ 65 млн лет, с 490 по 425 млн лет, с ордовика по силур [10].

Габбровый комплекс, залегающий непосредственно на мантийных ультрабазитах, образован двумя мегаритмами, имеющими сложное строение [6]. *Нижний мегаритм* мощностью ~2 км начинается с однородных "краевых" дунитов, которые сменяются ритмичным переслаиванием дунитов, верлитов и клинопироксенитов, а затем – верлитов, клинопироксенитов, троктолитов и габбро; верхи мегаритма образованы мощным (~600 м) горизонтом массивных габбро. Разрез этого мегаритма по строению и составу в целом близок к разрезу крупных расслоенных интрузивов континентов, происшедших за счет толеитовых расплавов [3, 4].

Промежуточная зона образована переслаиванием дунитов, верлитов, габбро и троктолитов общей мощностью около 500 м. Важной особенностью пород нижнего мегаритма и Промежуточной зоны является отсутствие в них ортопироксена.

Разрез *верхнего мегаритма* в целом близок к разрезу нижнего. Однако здесь породы секутся многочисленными жилами, силлами и рас-

слоенными интрузивами оливиновых и безоливиновых габбро-норитов. В отличие от Fe-Ti-оксидных роговообманковых габбро-норитов САХ, габбро-нориты верхнего мегаритма практически не содержат оксидов, что характерно для пород надсубдукционной известково-щелочной серии. Их внедрение было связано с самостоятельным эпизодом магматической активности.

Отсутствие в нижнем мегаритме габбро-норитов может свидетельствовать о том, что он образовался позже верхнего путем внедрения и накопления базальтового расплава (крупных расслоенных интрузивов) между мантией и корой, т.к. образования габбрового комплекса ложатся непосредственно на мантийные породы. В таком случае верхний мегаритм как раз и мог представлять собой эту кору, уже интродуцированную телами габбро-норитов. Иными словами, здесь имел место андерплейтинг в понимании R. Rudnick [9], которому, по-видимому, предшествовало формирование промежуточной зоны, где габбро-нориты также отсутствуют. Таким образом, основной объем габбрового комплекса Войкарской офиолитовой ассоциации, как и во впадине Маркова, образован расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами, происшедшими за счет расплавов типа MORB.

Обсуждение. Из имеющихся данных следует, что наблюдаемая нижняя кора современных океанов в основном образовалась в предшествующий эпизод (эпизоды?) тектоно-магматической активности. Она была поднята на уровень океанического дна вместе с подстилающими ее мантийными перидотитами в связи с уже современным эпизодом развития ВОК. Сам факт того, что глубинные плутонические породы оказались выведены на океаническое дно, свидетельствует о том, что подъем оси спрединга в ВОКах был весьма значительным и сопровождался эффективной тектонической эрозией (оползанием тектонических пластин корового материала с осевого поднятия), приводящей к вскрытию более глубинных пород.

Имеющиеся данные по палеозойским Войкарским офиолитам свидетельствуют о том, что в формирование нижней коры задуговых морей происходило по сходному сценарию.

Выводы. 1. На примере впадины Маркова в осевой части САХ и палеозойской Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал) показано, что формирование нижней коры как в океане, так и в задуговом море происходило по сходному сценарию, главным образом, путем андерплейтинга. Эта кора развивалась на фундаменте, сложенном реситовыми перидотитами литосферной мантии, и в обоих случаях имеет сходное строение. Ведущую роль в ее составе играют расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, происшедшие из расплавов типа

MORB, что предполагает сходный астеносферный источник магм. 2. Вторым элементом строения нижней коры являются силлообразные интрузивы самостоятельного происхождения, внедрявшиеся в уже существовавшую к тому времени мафитовую матрицу, и именно они определяют главные различия состава нижней коры океанов и задуговых морей. В случае океана они сложены преимущественно феррогабброидами, образованными расплавами с участием ОИБ, а в задуговом море – габбро-норитами надсубдукционной известково-щелочной серии. 3. Верхняя кора в обоих случаях образована более поздними излияниями базальтов, связанными с новыми эпизодами развития этих тектонических структур.

Литература

1. Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.
2. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
3. Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
4. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.
5. Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатилов О.А. и др. 3-й слой океанской коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта (полигон Сьерра-Леоне, 6° с.ш.) // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 592–625.
6. Шарков Е.В., Чистяков А.В., Лазько Е.Е. Строение расслоенного комплекса Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал) как отражение мантийных процессов под задуговым морем // Геохимия. 2001. № 9. С. 915–93.
7. Bortnikov N.S., Sharkov E.V. Oceanic core complex and newly-formed basalts in axial part of Mid-Atlantic Ridge (5–7°N) // 2011 AGU Fall Meeting. 5–9 December 2011, San Francisco, California, USA. Paper Number OS11B-1499.
8. Pearce J. The oceanic lithosphere. Achievements and opportunities of Scientific Ocean Drilling // Spec. Issue of the JOIDES Journal. 2002. V. 28. № 1. P. 61–66.
9. Rudnick R. Growing from below // Nature. 1990. V. 347. № 6295. P. 711–712.
10. Queiroga G., Martins M., Kuznetsov et al. Timing of lower crust generation in The Voykar ophiolite massif, Polar Urals, Russia: U-Pb (LA-ICP-MS) data from plagiogranite zircons // Ophioliti. 2016. V. 41. N 2. P. 75–84. doi: 10.4454/ophioliti. v41i2.443 75
11. Quick J.E., Denlinger R.P. Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 14015–14027.
12. Searle R. Mid-Oceanic Ridges. Cambridge Univ. Press, 2013. 318 p.
13. Sharkov E.V. Cyclic development of axial parts of slow-spreading ridges: evidence from Sierra Leone area, the Mid-Atlantic Ridge, 5–7°N // Tectonics. Recent advances. Rijeka: InTech, 2012. P. 3–36.

Новые палеомагнитные данные по терминальному докембрию Енисейского Кряжа (чингасанская и чапская серии Тейско-Чапского прогиба): дрейф Сибири, истинное смещение полюса или специфика геомагнитного поля неопротерозоя?

Мы представляем сводку новых палеомагнитных данных по породам позднего докембрия севера Енисейского Кряжа (Тейско-Чапский прогиб). Эти данные были получены в ходе систематических комплексных исследований, проводимых авторским коллективом здесь с 2013 г. Результаты получены по красноцветным, преимущественно терригенным породам, представляющим: 1 – вандадыкскую (карьерную) свиту, разделяющую лопатинскую (основание) и чивидинскую (верхняя часть) свиты чингасанской серии; 2 – подъемскую и 3 – немчанскую свиты, объединяемые в чапскую серию. Рассматриваемые стратиграфические подразделения занимают промежуточное положение между: 1 – несогласно (с разрывом и угловым несогласием) подстилающими их интенсивно дислоцированными комплексами мезо-неопротерозоя, представляющими собой реликты пассивной окраины Сибирского кратона, и 2 – согласно перекрывающими их слабдеформированными толщами платформенного чехла, содержащими мелко-раковинную фауну (SSF) и остатки трилобитов, определяющих их возраст как раннекембрийский. По нашим данным [1, 3] возраст базальных уровней чингасанской и чапской серий не древнее 550 млн лет, что определяет время накопления этих серий в интервале продолжительностью ~10 млн лет и идет вразрез с существующими представлениями о более древнем неопротерозойском (доэдиакарском) возрасте чингасанской серии [5 и др.].

Палеомагнитные коллекции были отобраны в серии береговых обнажений р. Чапа (вандадыкская и немчанская свиты) и Тея (подъемская и немчанская свиты), в общей сложности было изучено 274 ориентированных образца. Все образцы были подвергнуты детальной температурной чистке. Измерения остаточной намагниченности проводились на криогенном магнитометре 2G Enterprises. Все лабораторные процедуры выполнялись в немагнитном пространстве.

¹ Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

Породы изученных свит оказались сложным объектом для интерпретации полученных по ним палеомагнитных данных – они характеризуются несистематическим поликомпонентным составом намагниченности, с наличием некоторых преобладающих направлений, «визуальная» сепарация которых, либо разделение по спектрам деблокирующих температур, не представляются возможными. Для выявления «достоверных» компонент намагниченности была проведена качественная оценка результатов компонентного анализа с использованием формальных критериев селекции – в статистике использовались только высокотемпературные компоненты намагниченности, рассчитанные по 6 и более точкам, при этом точность их определения A95 должна была быть лучше (меньше) 10 градусов (селекция «I» в таблице). При использовании такого подхода значительная часть компонент, являющихся, вероятно, артефактом, была отсеяна. При этом во всех изученных свитах были выявлены близантиподальные группы направлений, а также некоторое количество устойчивых «случайных» направлений, составляющих ~25% от оставшейся части выборки. Последующее исключение «случайных» направлений (с использованием пакета палеомагнитных программ «SELECT» С.В. Шипунова, селекция «II» в таблице) не сказалось на положении рассчитанных средних направлений, но повысило точность их определения. Именно этот набор данных, составивший от 19 до 37% от начального количества исследованных образцов каждой свиты (таблица), был использован при расчете палеомагнитных полюсов и в дальнейшей интерпретации.

По ряду причин доводы в пользу первичности выделенных компонент намагниченности ограничены – это связано как с самим характером распределения компонент и малой статистикой (для использования теста обращения), так и с незначительными вариациями элементов залегания толщ (для убедительных выводов по результатам тестов складки). Однако отметим, что формально тесты складки для вандадыкской и подъемской свит, дают положительный результат, для немчанской – неопределенный, а при сравнении средних по всем этим свитам тест показывает доскладчатость намагниченности. В качестве главного довода в пользу первичности намагниченности мы рассматриваем отличие рассчитанных палеомагнитных направлений от известных направлений для фанерозоя Сибири, с одной стороны, и сходство с направлениями для позднейшего докембрия Сибири, с другой.

Рассчитанные палеомагнитные полюсы (рисунок) располагаются в Индийском океане и согласуются с сибирскими венд-раннекембрийскими полюсами т.н. «мадагаскарской группы», в которую также попадает полюс лопатинской свиты Тейско-Чапского прогиба, полученный

Таблица

свита	сел	n(%)	Ds	Is	k	a95	PLONG	PLAT	A95
немчанская	I	25(25)	210.4	-7.8	5.4	13.8			
	II	19(19)	209.3	-10.0	12.6	9.8	57.5	-30.7	7.0
подъемская	I	35(38)	202.9	-13.9	6.3	10.5			
	II	26(28)	200.0	-16.1	20.8	6.4	67.2	-36.1	4.7
вандадыкская	I	40(51)	227.6	21.3	9.3	7.9			
	II	29(37)	232.5	18.1	29.8	5.0	39.5	-9.2	3.7
лопатинская*		33(100)	223.4	0.4	101.3	2.5	45.2	-20.9	1.8
NGC	I	4	126.2	35.0		13.1			
	II		128.3	42.9		7.9	120.4	38.1	5.4

Пояснения к таблице: сел – селекция (I – по качеству палеомагнитной записи, II – исключение случайных направлений, пояснения в тексте); n(%) количество образцов, вошедших в статистику и их % по отношению к начальной выборке; Ds и Is – склонение и наклонение в древней системе координат; k – кучность; a(A)95 – радиус круга доверия, отвечающего вероятности 95%; PLONG и PLAT – долгота и широта палеомагнитного полюса или нормали к большому кругу (NGC), аппроксимирующему распределение полюсов или направлений.

* – в соответствии с [4].

нами ранее [3]. Характерной особенностью палеомагнитных данных, полученных по неопротерозойским породам Тейско-Чапского прогиба, является «банановое» распределение осредненных полюсов изученных свит, которое убедительно аппроксимируется дугой большого круга (рисунок, жирная сплошная линия, таблица). В рамках тектоники плит это могло бы означать, что такое смещение полюса определяется либо дрейфом Сибири, либо эпизодом истинного смещения полюса «TPW». Однако, как видно на рисунке, полюсы не образуют направленный тренд (в соответствии с последовательностью свит в сводном разрезе рассматриваемого региона – Тейско-Чапского прогиба), а характеризуются сложным «возвратно-поступательным» смещением, что отвергает эту гипотезу. Кроме этого, суммарное смещение полюса (опосредованно отражающее континентальный дрейф) в течении чингасанского и чапского времени, должно было составить ~60 градусов, что с учетом наших оценок времени накопления этих толщ (~10 млн лет), не укладывается в рамки современной и фанерозойской тектоники плит. И действительно, перемещение палеомагнитного полюса Северной Евразии в течение последних 250 млн лет происходило со скоростью 0.2–0.7 град/млн. лет, т.е. на порядок меньшей.



Рисунок. Схема, иллюстрирующая пространственное положение рассчитанных палеомагнитных полюсов (пояснения в тексте)

Возможной альтернативой объяснения «бананового» распределения полюсов, полученных по породам чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба, может быть допущение локальных разворотов блоков этого прогиба (без существенных их горизонтальных перемещений). В этом случае полюсы лежали бы на дуге малого круга с центром в пределах Тейско-Чапского прогиба (жирный пунктир на рисунке). Как видно, это условие не соблюдается, а нормаль к большому кругу (NGC), аппроксимирующему распределение полюсов, находится на значительном удалении от этого региона, т.е. данная гипотеза также опровергается.

Мы предполагаем, что наблюдаемое распределение полюсов обусловлено геофизическими причинами, не связанными с явлениями глобальной или региональной тектоники. В соответствие с нашими представлениями оно вызвано особым режимом генерации геомагнитного поля, предполагающим «блуждание» диполя в некоторой локализованной области, обладающей симметрией.

Вне зависимости от природы геофизического «механизма», обуславливающего наблюдаемое распределение полюсов, очевидно, что геомагнитное поле рассматриваемого времени было очень переменчивым и этот факт можно использовать в практических целях (в частности, для палеомагнитной корреляции разрезов).

Из рисунка видно, что палеомагнитные полюсы [4], полученные по терминальному докембрию юга Енисейского Кряжа (гл. обр. мошаконская свита, представляющая собой верхний член тасеевской серии) и Бирюсинского Присяня (айсинская свита – верхний член оселковой серии) находятся в идеальном соответствии с полюсом подъемской свиты (основание чапской серии) севера Енисейского Кряжа. Совпадение палеомагнитных полюсов для нижней части чапской серии севера Енисейского Кряжа, верхней части тасеевской серии юга Енисейского Кряжа и верхней части оселковой серии Бирюсинского Присяня может указывать на одновозрастность этих стратиграфических уровней. В свете этого можно допустить, что чингасанская серия (в частности, лопатинская свита, представляющая собой нижний элемент ее разреза) может соответствовать нижним уровням тасеевской серии (алешинская свита), эдиакарский возраст которой сейчас не вызывает сомнений [2]. Специально заметим, что стратиграфическое соответствие лопатинской и алешинской свит изначально предполагалось при составлении геологических карт (м-б 1: 200000) первого поколения, однако, в дальнейшем возраст чингасанской серии стал приниматься (и принимается большинством исследователей вплоть до настоящего времени) как позднерифейский.

Очевидно, что для более объективного палеомагнитного сопоставления позднедокембрийских толщ Енисейского Кряжа и Присяня детальные полевые исследования во всех рассматриваемых регионах необходимо продолжить.

Работы выполнены при поддержке гранта РФФИ 17-05-00021, полевые исследования за счет средств МОН РФ (договор №14.Z50.31.0017).

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Шацко А.В., Павлов В.Э., Прияткина Н.С., Данилко Н.К., Козионов А.Е. Первые находки ихнофоссилий и арумбериоморфных

отпечатков в породах чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (северо-восток Енисейского Кряжа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 143–147.

2. Советов Ю.К. Тиллиты вблизи основания стратотипического разреза тасеевской серии венда (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 1934–1944.

3. Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.

4. Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Paleomagnetism of Vendian Deposits of the Southwestern Siberian Platform // Russian J. Earth Sciences 2006. V. 8. ES2003, doi:10.2205/2005ES000182.

5. Sovetov J.K., Le Heron D.P. Birth and evolution of a Cryogenian basin: glaciation, rifting and sedimentation in the Vorogovka Basin, Siberia // Sedimentology. 2016. V. 63. P. 498–522.

**А.В. Шацилло¹, С.В. Рудько², И.В. Латышева²,
Д.В. Рудько¹, И.В. Федюкин¹**

**Первые палеомагнитные и изотопно-геохимические
данные по неопротерозойским перигляциальным
отложениям Сибирской платформы (ничатская свита,
западный склон Алданского щита)**

Ничатская свита распространена на западном склоне Алданского щита и является одним из ярких примеров неопротерозойских ледниковых отложений основания дальнотайгинской серии Патомского палеобассейна (юг Сибирской платформы), объединяемых в среднесибирский гляциогоризонт. В соответствии с современными представлениями, базирующимися на изотопно-геохимических и палеонтологических данных, полученных по вышележащим осадочным последова-

¹ Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

тельностям, сибирский гляциогоризонт сопоставляется с глобальным оледенением Марино ~635 млн лет [1].

Представляемые данные – результат послойного палеомагнитного исследования пачки тонкослоистых глинистых доломитов, заключенных среди ледниковых отложений (тиллитов) ничатской свиты в разрезе по р. Мокрый Кумак-Улах (бассейн р. Чара), а также результаты по изотопному составу углерода и кислорода этой пачки. Детальное строение разреза изложено в работе [1].

Актуальность исследования обусловлена давней и весьма болезненной проблемой – противоречием палеомагнитных данных по неопротерозою (указывающих на экваториальные широты) и индикаторов палеоклимата (т.е. тиллитов). В свое время этот парадокс послужил основой для постулирования «апокалипсической» гипотезы тотального оледенения планеты «Snowball Earth» [4, 3], нуждающейся в самом тщательном и всестороннем тестировании. Другой фактор, определяющий актуальность начатых работ – абсолютное отсутствие палеомагнитных данных по рассматриваемому временному уровню для Сибирской платформы.

Изотопные данные получены по результатам опробования пяти уровней из нижней части горизонта доломитов, сверху и снизу ограниченного диамиктитами (тиллитами). Тонкая плоско-параллельная слоистость в изученных доломитах весьма близко напоминает таковую в постгляциальных «венчающих» доломитах Сибирского гляциогоризонта. Однако в отличие от последних на отдельных уровнях в доломитах ручья Мокрый Кумак-Улах встречаются дробстоуны, а такой яркий признак «венчающих» доломитов как структуры «типи» в них отсутствует. Измерение изотопного состава С и О было выполнено Б.Г. Покровским (ГИН РАН), оно показало достаточно высокие положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ с вариациями от +4.5 до +5.5‰ VPDB и умеренно отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ от –0.6 до –2.3 VPDB. Полученные значения показателей $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ близки к измеряемым в современных морских карбонатных осадках и заметно отличаются от измеренных в постгляциальных «венчающих» неопротерозойских доломитах, которые характеризуются умеренно отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (~ –3.5 ‰ VPDB) и более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (~ –6 ‰ VPDB). Если допустить, что измеряемые величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в интергляциальных и постгляциальных доломитах отражают характеристики среды седиментации, смещение показателя $\delta^{18}\text{O}$ в сторону более низких отрицательных значений может означать потепление климата или же опреснение бассейна. Отметим, что данные об изотопном составе С и О Мирового океана во время оледенений неопротерозоя очень редки и пред-

ставляют интерес для изучения состояния биосферы. Полученные данные впервые показывают, что морские осадки Патомского бассейна во время оледенения Марино были обогащены тяжелым изотопом углерода вплоть до значений $\delta^{13}\text{C}$, характерных для аноксийных условий.

Палеомагнитные данные. Отбор послойного профиля, был выполнен в полевой сезон 2017 г. и осуществлялся с использованием бензореза (Stihl TS420). В субвертикальном скальном уступе были сделаны два параллельных реза, глубиной 5–10 см, нормальные к слоистости и расположенные в ~5 см друг от друга, далее образцы вырубались по слоистости с помощью зубила и молотка снизу вверх по разрезу. Для ориентировки образцов в пространстве использовалась плоскость реза, общая мощность отобранного профиля составила 147 см, из которых для исследования было подготовлено 100 образцов, охватывающих весь стратиграфический интервал.

Величина магнитной восприимчивости слабо увеличивается вверх по разрезу, с небольшими минимумами в нижней и средней части изученного профиля и характеризуется выдержанными значениями (~100–200 $\times$ E-6 ед. СИ). Синтез термо-, петро- и палеомагнитных данных позволяет сделать предположение, что величина магнитной восприимчивости контролируется, главным образом, концентрацией вторичного магнетита и, вероятно, его соотношением с диамагнитной составляющей породы (доломит), которая должна оказывать некоторое влияние при ультранизкой концентрации ферромагнетиков. В свою очередь, содержание магнетита связано с концентрацией гематита, вероятно первичного, который, в силу слабых магнитных свойств (по отношению к магнетиту), не оказывает существенного влияния на величину магнитной восприимчивости породы. Вклад гематита закономерно и синусоидально меняется по разрезу с максимумами в нижней и верхней трети изученного профиля. Возможно, что такая закономерность может быть связана с особенностями седиментации и может косвенно указывать на осадочную (детритовую) природу гематита. Пока не ясно, возможно ли использование комплекса полученных петромагнитных данных для оценки относительной палеонапряженности – для этого нужны дополнительные эксперименты.

Величина анизотропии магнитной восприимчивости изменяется в пределах 2–7%, в среднем составляя 5%, и характеризуется равным вкладом плоскостной анизотропии (типичной для осадочных пород) и линейной анизотропии, характеризующей обычно в осадочных породах направление транспорта материала (т.е. течений). Считается, что в слабобонергетических потоках (которые, вероятно, и могли оказывать влияние на седиментацию изученных тонкослоистых глинистых доломи-

тов) направление главной оси анизотропии параллельно направлению течения. В рассматриваемом случае главная ось анизотропии ориентирована в ЗСЗ-ВЮВ направлении, что позволяет сделать соответствующий вывод о гидродинамике при накоплении пород изученного фрагмента разреза.

Термомагнитный анализ показал наличие в породах в качестве магнитных минералов магнетита и гематита, причем при нагревах выше 580 градусов было зафиксировано образование значительного количества вторичного магнетита, что указывает на низкую эффективность температурных магнитных чисток из-за возможного лабораторного подмагничивания. На настоящем этапе исследований была применена чистка переменным магнитным полем.

Изученные породы обладают двухкомпонентным составом намагниченности – «мягкая» магнетитовая фаза несет направление, соответствующее полюсам поздней юры – раннего мела Северной Евразии, что хорошо согласуется с проявлениями гранитоидного магматизма этого возраста в пределах региона. Величина намагниченности «жесткой» гематитовой фазы составляет в среднем ~80% от величины естественной остаточной намагниченности образцов. Поскольку воздействие переменным полем не оказывает разрушающего воздействия на намагниченность гематита (что ограничивает возможности компонентного анализа), для объективного расчета направления намагниченности, фиксируемой гематитовой магнитной фазой, был применен следующий подход.

В переменных полях, разрушительных для намагниченности магнетита, было сделано 10 циклов воздействия переменным полем близкой величины (от 400 до 408 Э) с замерами направления вектора намагниченности (и ее величины). На основе полученных 10 замеров рассчитывалось среднее направление вектора, а также средняя величина, максимальное и минимальное значение модуля намагниченности. В дальнейшем, для выделения наиболее надежных палеомагнитных направлений применялась селекция с использованием трех независимых критериев: 1 – величина ошибки при расчете среднего направления вектора (A_{95} не больше 5 градусов); 2 – разница (разброс значений) минимальной и максимальной величины намагниченности при разрушающем воздействии поля 400–408 Э (не больше 20%) и 3 – разница естественной остаточной намагниченности образца и средней намагниченности при разрушающем воздействии поля 400–408 Э (не больше 30%). Посредством такого подхода были выявлены (и исключены из анализа) образцы, обладающие «шумным» палеомагнитным сигналом и образцы со значительным вкладом вторичной мезозойской компоненты. В результате селекции было выявлено 35 наиболее стабильных образцов,

данные по которым использовались в интерпретации. Необходимо отметить, что средние направления намагниченности, рассчитанные по всем образцам коллекции и по наиболее стабильным образцам, отличаются на первые градусы, при этом, однако, кучность распределения векторов по «стабильной» части коллекции вдвое больше, что оправдывает использованную методику селекции.

Текущий результат палеомагнитных исследований может быть сведен к следующим положениям:

1. В изученном фрагменте разреза присутствуют монополярные палеомагнитные направления, характеризующиеся четким «банановым» распределением, со средним наклоном близким к 0 (с разбросом от -16 до +19 градусов) и широким разбросом склонений в западных румбах (от 220 до 296 градусов). Рассчитанный палеомагнитный полюс попадает на восточное побережье Африки к СЗ от острова Мадагаскар, значительно отличаясь от фанерозойских палеомагнитных направлений, что можно рассматривать как довод в пользу первичности намагниченности.

2. Значительный разброс палеомагнитных направлений по склонению, определяющий «банановое» распределение, не может быть объяснен с привлечением гипотезы занижения наклона. С одной стороны, доломиты, которыми представлены изученные породы, очень быстро литифицируются, что исключает их уплотнение на стадии диагенеза под весом накопившихся выше осадочных толщ (что, в частности, могло бы привести к занижению наклона и соответствующему искажению формы распределения векторов на сфере). С другой стороны, модельное приведение «бананового» распределения к распределению Фишера при искусственном «завышении» наклона, предполагает постседиментационное занижение наклона в изученных породах на величину ~50 градусов. Это значение представляется маловероятным, особенно учитывая карбонатный состав, наличие тонкой ненарушенной слоистости и, в целом, «свежий» облик породы. Коррекция занижения наклона по методу Elongation-Inclination [6] «работает» только с выборками 100 и более образцов, поэтому этот подход не мог быть применен к «стабильной» части выборки. Использование метода Elongation-on-Inclination для всего объема коллекции показало незначительное занижение наклона, величина которого, примененная к «стабильной» части коллекции, не влияет на характер распределения. «Банановый» характер распределения также не может быть объяснен с позиции гипотезы частичного перемагничивания (суперпозиции древней и мезозойской компоненты намагниченности присутствующей в породе).

3. Анализ изменения склонения и наклонения по разрезу показывает, что вектор намагниченности постепенно смещается, испытывая флуктуации разного знака. Это позволяет предполагать, что изученные породы фиксируют вековые вариации геомагнитного поля, при этом «геометрия» вариаций подчинена определенной системе обладающей симметрией, что выражается в «банановом» распределении направлений. Разброс виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанных по дипольной модели по выделенным компонентам намагниченности, составляет 76 и 18 градусов по длинной и короткой осям «бананового» распределения. Подобная геометрия и амплитуда вариаций не находят аналогий ни в данных инструментальных наблюдений геомагнитного поля, ни в достаточно надежных палеомагнитных данных для мезозоя и кайнозоя [5].

Полученный результат остро ставит вопрос о соответствии геомагнитного поля неопротерозоя актуалистической модели Центрального осевого диполя. Это подчеркивается экваториальными палеоширотами, рассчитанными для изученных интергляциальных отложений по дипольной модели, что вновь возвращает нас к «палеомагнитно-палеоклиматическому» парадоксу.

Как уже неоднократно отмечалось [1 и др.] наличие эпизодов межледниковья в неопротерозойских гляциальных последовательностях, к которым, вероятно, можно отнести и изученную карбонатную секвенцию, вступает в противоречие с базовыми позициями гипотезы тотальных оледенений «Snowball Earth», согласно которым оледенение должно быть непрерывным.

Таким образом, мы приходим к выводу, что причину неопротерозойского климатического парадокса следует искать не в экстраординарных климатических обстановках, а в экстраординарном поведении геомагнитного поля того времени, вероятно, не соответствовавшего полю Центрального осевого диполя. Исследование продолжается.

Работы выполнены при поддержке гранта РФФИ 17-05-00021.

Литература

1. Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 611).
2. Чумаков Н.М., Керницкий В.В. Стратотип и фации ледниковой нитчатской свиты нижнего венда, бассейн р.Чара, Средняя Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 3–11.
3. Hoffman P.F., Schrag D.P. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change // Terra Nova. 2002. V. 14. № 3. P. 129–155.

4. *Kirschvink J.L.* A Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the Snow ball Earth // *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study* / J.W. Schopf, C.Klein (eds.). Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1992. P. 51–52.
5. *Merrill R.T., McElhinny M.W.* The Earth's magnetic field: its history, origin, and planetary perspective. London: Academic Press, 1983. 401 p.
6. *Tauxe L., Kent D.V.* A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar? // *Channell J.E.T., Kent D.V., Lowrie W., Meert J.* (eds.). *Timescales of the paleomagnetic field*. V. 145. AGU. Washington, D.C. 2004. P. 101–116.

**В.И. Шевченко¹, Т.В. Гусева, И.П. Добровольский,
И.С. Крупеникова, А.А. Лукк**

Неплейттектоническая геодинамика Пиренеев

1. В науках о Земле господствующее положение занимает плейттектоническая концепция. Полагается, что движущей силой тектогенеза является взаимодействие литосферных плит, блоков при их взаимных латеральных перемещениях. Реальность таких перемещений была убедительно подтверждена геодезическими измерениями [11]. Выполненные нами геологические, сейсмологические и геодезические исследования ряда регионов, изучение литературных материалов [6] позволили прийти к выводу, что формирование подвижных поясов и сооружений связано, кроме того, с активным увеличением объема (и площади) слагающих их толщ слоистых горных пород. Увеличение, вероятно, вызвано поступлением в эти породы дополнительного минерального материала, привносимого восходящими флюидными потоками из низов коры и/или мантии. Не уместаясь в результате на ранее занимаемой площади, слоистые породы сминаются в складки, рассекаются взбросами и надвигами, выплескиваются из прогибов на смежные поднятия.

2. Субширотные Пиренеи [1, 3, 4, 7, 9, 15] располагаются между Западно-Европейской и Иберийской платформами Евразийской литосферной плиты. В составе этого сооружения можно выделить Осевую зону и облегающие ее прогибы Северо- и Южно-Пиренейской зон, а также передовые прогибы. В Осевой зоне вскрывается консолидированный фундамент (докембрий и палеозой). На него в Северо-Пиреней-

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

ской зоне с угловыми несогласиями налегают мезозойские отложения. Слоистый чехол Южно-Пиренейской зоны отличается широким распространением отложений кайнозоя. С переходом к Осовой зоне и передовым прогибам мощность и полнота разреза мезозоя существенно уменьшаются. В структуре Пиренеев главную роль играют чешуйчатые надвиги, местами переходящие в небольшие покровы, и сопряженные с ними линейные складки [3, 4, 7, 9, 10, 15]. Для надвигов типично то, что они устойчиво располагаются параллельно или почти параллельно слоистости нарушаемых отложений. Подобные особенности надвигов указывают на то, что они развиваются из послойных срывов в толще слоистых пород [6]. Перечисленные элементы структуры Пиренеев формировались в мезозое и кайнозое. Главная фаза деформаций и переход к орогенной стадии приходится на конец эоцена. Для надвигов южного крыла Северо-Пиренейской зоны имеются свидетельства тектонической активности в плиоценовое–четвертичное и историческое (4221–2918 лет до н. э.) время и данные о современной сейсмической активности [8, 10, 12].

3. Чешуйчато-надвиговые и покровные дислокации, общая дивергентность структуры Пиренеев традиционно рассматриваются как указание на то, что это сооружение сформировалось в результате субгоризонтального сжатия при сближении смежных платформ или литосферных плит. Геодезические измерения надежно подтверждают сближение Евразийской плиты на севере и Иберийской и Африканской плит на юге [<https://www.unaco.org/software/visualization/GPS-Velocity-Viewer/GPS-Velocity-Viewer.html>]. Поэтому вполне обоснованным выглядит распространенное представление о том, что формирование Пиренеев должно проявиться и в уменьшении их ширины. Неожиданно (surprisingly) [14] по данным GPS выяснилось, что Пиренеи вкрест простирания расширяются со скоростью 0.3–0.5 мм/год; это расширение было интерпретировано как растяжение вкрест простирания.

4. Большинство землетрясений Пиренеев произошло на глубинах менее 15 км. Наиболее глубокие очаги – на отметках до 23–25 км. Наш анализ имеющихся механизмов очагов землетрясений Пиренеев [<http://www.isc.ac.uk>] подтвердил вывод о таком растяжении. Аналогичный результат получен рядом других исследователей. По решениям механизмов очагов ось растяжения Пиренеев ориентирована приблизительно вкрест простирания, ось сжатия – вертикально [14 и др.]. Промежуточная ось сжатия располагается вдоль простирания [13]. Это заставило авторов последней статьи предположить, что существующая коллизионная структура Пиренеев не связана с субмеридиональным сближением Евразии и Африки.

5. Налицо явное противоречие между очевидной взбросо-надвиговой структурой Пиренеев (означает сжатие вкрест простирания, действующее в мезозое–кайнозое–голоцене и в историческое время) и продолжающимся в настоящее время сближением смежных литосферных плит, с одной стороны, и современным (также вкрест простирания) расширением Пиренеев по данным GPS и растяжением по механизмам очагов землетрясений, с другой. Неясен также источник сжатия вдоль простирания по очагам землетрясений (дислокации, соответствующие этому сжатию, отсутствуют).

6. Упомянутое противоречие может быть разрешено, если предположить, что вкрест Пиренеев ориентировано напряжение не растяжения, а минимального сжатия. В статьях [13, 14] применительно к Пиренеем действительно отождествляются обстановки субгоризонтального растяжения и обстановки минимального напряжения – минимального сжатия соответственно. Тогда направление расширения Пиренеев и направление оси сжатия совпадают. Это, как и в ряде других регионов (см. п. 2), позволяет предположить, что тектогенез Пиренеев связан не со сближением смежных литосферных плит, а с упомянутым увеличением объема и площади слоистых толщ антиклинория, с их объемным распором.

7. Напряжения распора, в силу своей изотропности, сами по себе не имеют какой-либо предпочтительной ориентировки. Но, поскольку площадь толщи (ширина и, особенно длина – по простиранию) существенно больше, чем мощность, главным результатом увеличения объема толщи должно быть приращение ее площади. Реализация приращения оказывается затрудненной, т.к. ей мешают смежные части земной коры и нагрузка вышележащих пород. Поэтому в толще возникают напряжения распора, воспринимаемые как напряжения сжатия, компоненты которого ориентированы, в том числе, в плоскости рассматриваемой толщи (пластины) пород. Если с какой-либо стороны пластины оказывается “отдушина”, т.е. область, которая оказывает меньшее сопротивление ее стремлению к расширению, чем соседние области, горные породы пластины начинает выдавливаться в эту “отдушину”. Это произойдет, если рядом с прогибом, выполненным толщиной слоистых пород, находящихся в состоянии распора, окажется поднятие, в пределах которого соответствующая часть слоистого чехла имеет меньшую мощность или вообще отсутствует. В результате выдавливания те напряжения всестороннего (в плоскости пластины) распора, которые были ориентированы вкрест контакта прогиба и поднятия, в той или иной степени уменьшаются. Происходит частичная релаксация напряжения распора в этом направлении. А в направлении вдоль контакта напря-

жения распора сохраняются приблизительно в прежнем виде. Т.е. возникает направление (по простиранию), вдоль которого ориентирована “главная ось сжатия”, т.е. ось нерелаксировавших напряжений распора. Вкрест простирания будет ориентирована ось минимального остаточного, “недорелаксировавшего” распора. “Израсходованная” часть распора потрачена на деформирование и выдавливание в этом направлении пород.

8. Аналогичная интерпретация тектогенеза была предложена для рядом расположенной Эгейской островной дуги [5, 6]. Напряжённо-деформированное состояние среды, в которой имеется расширяющаяся область произвольной формы, может быть рассчитано по методике статьи [2].

Литература

1. Богданов Н.А., Короновский Н.В., Ломизе М.Г. и др. Тектоническая карта Средиземного моря. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1994.

2. Добровольский И.П. Задача о включении // Изв. РАН. Механика твёрдого тела. 2010. № 5. С. 89–97.

3. Маттауэр М., Анри Ж. Пиренеи // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 17–39.

4. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

5. Шевченко В.И., Добровольский И.П., Лукк А.А. Напряженно-деформированное состояние литосферы эгейского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2001. № 12. С. 52–63.

6. Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Автономная и плейттектоническая геодинамика некоторых подвижных поясов и сооружений. М.: ГЕОС, 2017. 612 с.

7. Шукрун П., Маттауэр М. Пиренеи // Тектоника Европы и смежных областей. Варискиды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. С. 306–314.

8. Alasset P.-J., Meghraoui M. Active faulting in the western Pyrenees (France): paleoseismic evidence for late Holocene ruptures // Tectonophysics. 2005. V. 409. P. 39–54.

9. Bourouilh R., Moen-Maurel L., Munoz J., Teixell A. Western Pyrenees fold-and-thrust-belt: geodynamics, sedimentation and plate boundary reconstruction from rifting to inversion // 32nd Intern. Geol. Congress. Florence, Italy. 2004. V. 2. N B16. P. 1–64.

10. Dumont T., Replumaz A., Rouméjon S. et al. Microseismicity of the Béarn range: reactivation of inversion and collision structures at the northern edge of the Iberian plate: seismicity and structures in W. Pyrenees // Tectonics. 2015. V. 34. N 5. P. 934–950.

11. Heflin M. et al. 2004. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>

12. Lacan P., Ortuño M. Active Tectonics of the Pyrenees: A review // J. Iberian Geology. 2012. V. 38. N 1. P. 9–30.

13. Muller B., Zoback M.L., Fuchs K. et al. Regional patterns of tectonic stress in Europe // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B8. P. 11783–11803.

14. *Rigo A., Vernant P., Feigl K. L. et al.* Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011 // *Geoph. Journ. Int.* 2015. V. 201. P. 947–964.

15. *Teixell A.* The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries // *J. Geol. Soc. London.* 1996. V. 153. P. 301–310.

Э.В. Шипилов¹

Эндогенный фактор в формировании уникальных и крупных месторождений Восточно-Баренцевского мегабассейна

В строении Баренцевоморской континентальной окраины и ее бассейнов базальтоидный магматизм играет заметную роль. Его проявления отмечены геологическим картированием в различных стратиграфических подразделениях разрезов близлежащего сухопутного (материкового и островного) обрамления исследуемого региона. Фиксируются они и по данным морских геолого-геофизических работ в осадочных комплексах ряда бассейнов [1–3]. Установлено несколько стратиграфических и межформационных уровней магматизма, но наиболее широко и отчетливо из них проявляется ареал, связанный с юрско-меловым тектономагматическим этапом. Распространение этих магматогенных образований отмечается на архипелагах Шпицберген и Земля Франца-Иосифа и окружающем их шельфе, в Южно- и Северо-Баренцевской впадинах, в троге Святой Анны и других районах. В этой связи представляется, что изучение этого тектономагматического фактора имеет первостепенное значение для реконструкции истории геологического развития как самой окраины, так и раннего периода становления Арктического океана, а также в плане его стрессового влияния на созревание $S_{орг}$ в нефтематеринских толщах, фазовый состав углеводородов, формирование ловушек и скопление в них флюидов.

На многочисленных сейсмических разрезах через Южно- и Северо-Баренцевскую впадины достаточно отчетливо наблюдается, как с юга на север, пакеты отражений, обусловленные интрузивными базальтоидными телами, занимают все более высокие стратиграфические и гипсометрические уровни в разрезе осадочного чехла. Наиболее явно они проявляются в диапазоне от пермско-триасового до нижнемелового

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ КНЦ РАН), Мурманск, Россия

го комплексов, вплоть до экспозиции их сохранившихся от эрозии останцов (даек) на поверхности дна моря вблизи архипелага ЗФИ. Геологическое подтверждение этому было получено после того, как скважиной Лудловской (на одноименном поднятии в центральной части Восточно-Баренцевского мегапрогиба) были вскрыты в разрезе триаса два самых верхних прослоя базальтов [1]. Изучение показало, что силлы представлены преимущественно габбро-диабазовыми и габбро-долеритовыми породами. По химическому составу они аналогичны трапповым образованиям архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген.

Таким образом, по результатам анализа геологических и геофизических данных представилась возможность оконтурить ареал Баренцево-морской магматической провинции [2, 5]. В плане она имеет близкую к Т-образной конфигурацию с размахом с юга на север около 1300–1400 км, а с запада на восток (от Западного Шпицбергена до желоба Святой Анны) – около 1300 км. Площадь провинции по приближенным подсчетам составляет порядка 800 000 км². Интервал насыщения интрузиями разреза только верхнепалеозойско-триасового осадочного чехла колеблется от 1 км по периферии провинции до 6–8 км, а возможно и более, в депоцентре Восточно-Баренцевского бассейна. При этом следует отметить, что мощность пластовых тел базальтов изменяется от нескольких до десятков и сотен метров, судя по их обнажениям и результатам бурения параметрических скважин на островах архипелагов Шпицберген и ЗФИ. Число пластов базальтов может достигать здесь, по меньшей мере, нескольких десятков. Учитывая общую мощность палеозойско-юрского осадочного выполнения в Восточно-Баренцевском бассейне – около 17–18 км, здесь можно ожидать их более значительного количества. Наиболее интенсивный и значительный по объему магматизм связывается с интервалом валанжин–апт (ранний мел). Учитывая общий объем и временной отрезок проявления магматизма (в целом от J_1 по K_1 включительно) он может рассматриваться как своеобразный природный «термоэлемент» в течение достаточно длительного периода разогревавший осадочное выполнение бассейнов.

Среди открытых в Восточно-Баренцевском бассейне месторождений УВ особый интерес вызывает группа месторождений, связанная с, так называемым, Лудловским (или Штокманско-Лунинским) порогом (поднятием), разделяющим Южно- и Северо-Баренцевскую впадины [4]. Газоконденсатные месторождения Штокманское и Ледовое относятся к уникальным по запасам, а Лудловское газовое месторождение – к крупным. Продуктивными здесь являются юрские отложения.

Обычно, при характеристике и иллюстрации строения месторождения рассматриваются лишь комплексы пород, которые вскрыты буре-

нием. Ниже залегающая часть разреза, уже после открытия месторождений, хотя и освещенная сейсморазведкой, чаще всего выпадает из поля зрения. А между тем, судя по материалам МОВ ОГТ, антиклинальные поднятия отмеченных выше месторождений не имеют соответствия в подстилающих допозднетриасовых отложениях [2, 5]. Опорные отражающие горизонты, относимые к средне-верхнепалеозойскому комплексу под рассматриваемыми структурами, залегают субгоризонтально либо моноклинально. При этом видимого углового несогласия между верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями не зафиксировано. Вместе с тем на сводовых частях рассматриваемых структур отмечаются следы размыва, начавшегося, по меньшей мере, в конце юры – начале мела, а возможно, и несколько ранее. Это, вне сомнения, свидетельствует о том, что к позднеюрско-раннемеловому времени (неоком) в структурном плане эти поднятия уже начали намечаться и продолжали расти. Если это так, тогда можно говорить о том, что с этого периода началось формирование месторождений и заполнение ловушек УВ флюидами. Многочисленные тела силлов в триасовых отложениях под локальными структурами месторождений УВ – Штокманским, Ледовым и Лудловским образуют как бы подушкообразные раздувы за счет увеличения числа пластовых тел (рис. 1). Учитывая их число, суммарная мощность базальтовых прослоев примерно соответствует амплитуде рассматриваемых локальных поднятий по кровле юры. Бурением на Лудловской структуре были вскрыты два самых верхних пласта габбро-диабазов, залегающих в верхней половине разреза триаса. Как показало определение их абсолютного возраста К-Аг методом, они принадлежат разным генерациям: верхний силл имеет возраст 131–139 млн лет (неоком: готерив-валанжин), а второй, расположенный на 143 метра ниже, – 159 млн лет (оксфорд). Мощность этих пластов базальтов оценивается соответственно 27 и 5 м [1]. Новейшие определения абсолютного возраста образцов пород трапповой формации, отобранных нами на островах Земли Франца-Иосифа, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом показали более широкий разброс его значений – от 125 до 189 млн лет [2].

Таким образом, результаты сейсмостратиграфического анализа и определения возраста проявлений базальтоидного магматизма с большой вероятностью указывают на то, что формирование и рост локальных структур рассматриваемых месторождений УВ, впрочем, как и самого Штокманско-Лунинского порога, и процесс интрузивной магматической деятельности происходили практически одновременно.

Изложенное позволяет заключить, что юрско-меловой тектономагматический этап имел определяющее значение в создании условий для размещения месторождений, а, следовательно, и УВ потенциала Лудловского (Штокманско-Лунинского) поднятия. И проведенный в этом

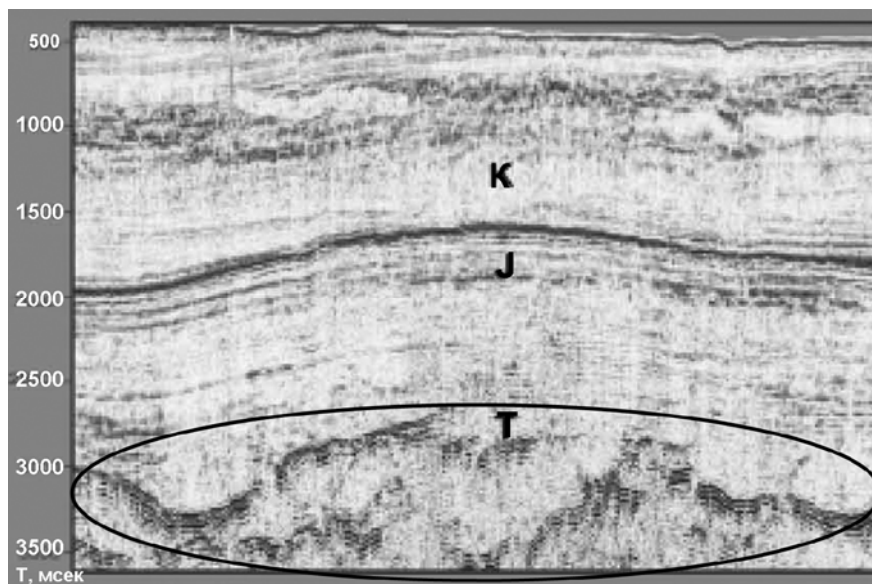


Рис. 1. Сейсмический «портрет» Штокманской структуры, иллюстрирующий поведение «аномальных» отражающих горизонтов, обусловленных интрузиями силлов (обведено овалом)

отношении анализ геолого-геофизического материала позволяет высказать следующие соображения:

- для рассматриваемых антиклинальных структур, к которым приурочены гигантские газоконденсатные месторождения, причиной формирования являлся тектономагматический фактор, т.е. внедрение силлов;
- преобладающий фазовый состав флюидов указанных месторождений и их громадный по запасам потенциал, в отличие от других нефтегазовых структур Баренцевоморского региона, во многом определялся влиянием термальных процессов базальтоидного магматизма на газогенерационные свойства вмещающих пород верхнепермско-триасового и более древнего возраста;
- магмоподводящие каналы, разломы и зоны трещиноватости могли служить активными каналами миграции УВ флюидов (рис. 2), участвуя в «подкачке» и заполнении структурных ловушек;
- учитывая широкое развитие пластовых тел базальтов в плане и по разрезу, они могут быть промежуточными флюидоупорами для УВ, что не исключает возможности обнаружения месторождений-спутников.



Рис. 2. Каналы миграции флюидов (отмечены стрелками) в базальтах о-ва Земля Александры (арх. Земля Франца-Иосифа). Фото Э.В. Шипилова

Литература

1. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН. 1991. Т. 320. № 5. С. 1203–1206.
2. Шипилов Э.В. Позднемезозойский магматизм и кайнозойские тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины: влияние на распределение углеводородного потенциала // Геотектоника. 2015. № 1. С. 60–85.
3. Шипилов Э.В., Моссур А.П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника. 1990. № 1. С. 90–97.
4. Шипилов Э.В., Мурзин Р.Р. Месторождения углеводородного сырья западной части российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Геология нефти и газа. 2001. № 4. С. 6–19.
5. Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // ДАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 87–88.

Галокинез в окраинно-континентальных осадочных бассейнах Арктики

В ряде палеозойско-мезозойских осадочных бассейнов континентальных окраин Арктики геолого-геофизическими работами установлены проявления галокинеза [1–3, 5, 8, 10–13]. Характерной особенностью этих прогибов является наличие в них диапироподобных структур, генезис которых однозначно определяется по комплексу геолого-геофизических признаков. На временных разрезах МОГТ эвапоритовые тела выделяются в первую очередь специфической геометрией, характером причленения к этому телу отражающих горизонтов осадочного чехла, хаотической внутренней волновой картиной. Нередко эвапоритовые тела акустически прозрачны. Имеются примеры, когда соляной диапир по сейсмическим материалам невозможно отличить от интрузии, либо от глиняного диапира (например, на Чукотском шельфе [13]). Иногда соляное тело характеризуется на сейсмических разрезах слоистостью.

В гравитационном поле диапировые структуры выражены локальными аномалиями отрицательных или пониженных на общем фоне значений. Расчетные плотности аномалеобразующих объектов составляют около 2.2 г/см^3 . Низкая расчетная плотность диапиров и отсутствие в их пределах магнитоактивных тел свидетельствуют об амагматической природе этих образований.

По формам залегания на сейсмических разрезах выделяются два основных типа соленосных структур: диапиры и подушки. Первые из них прорывают вышележащие отложения, которые образуют характерные асимметричные мульды с относительно пологими внешними и крутыми, прилегающими к диапирам, внутренними крыльями. Обычно диапиры сложены массивными солями (преимущественно галитом), а подушки – либо маломощными прослоями аналогичного состава, либо гипсо-ангидритовыми породами краевых фаций эвапоритовых бассейнов. Эвапориты карбона – ранней перми известны на Восточном Шпицбергене, о. Эдж и юге архипелага Новая Земля, а также в ордовике Северной Земли и девоне Нордвик-Хатангского района [6, 7, 11, 13]. Таким образом, доказательство солянокупольной природы диапировых структур опирается на комплекс геофизических данных и подтверждается развитием соленосных отложений в разрезах сухопутного обрамления.

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ КНЦ РАН), Мурманск, Россия

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

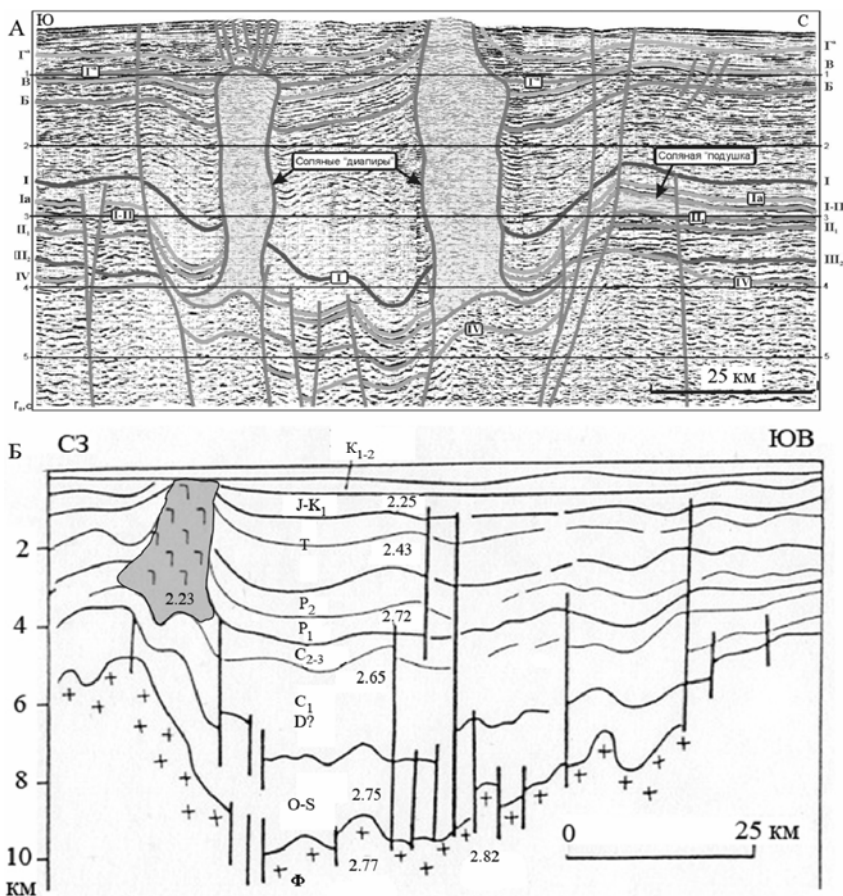


Рис. 1. Эвапоритовый диапиризм в бассейнах запада Баренцевоморской континентальной окраины.

А. Сейсмический разрез через Нордкапский прогиб [8, 10]. Б. Сейсмогеологический разрез через бассейн Ольги [1, 11]

На рис. 1 и 2 приведены фрагменты сейсмических и сейсмогеологических разрезов, иллюстрирующие проявления соляной тектоники в бассейнах западной части Баренцевоморского шельфа, северной части Карского шельфа, Хатангского залива и Канадского Арктического архипелага.

Возраст соленосных отложений в бассейнах Западно-Баренцевского шельфа (Медвежинский, Тромсё, Хаммерфест, Нордкапский, Варангерский, Ольги) определяется, исходя из сейсмостратиграфической интер-

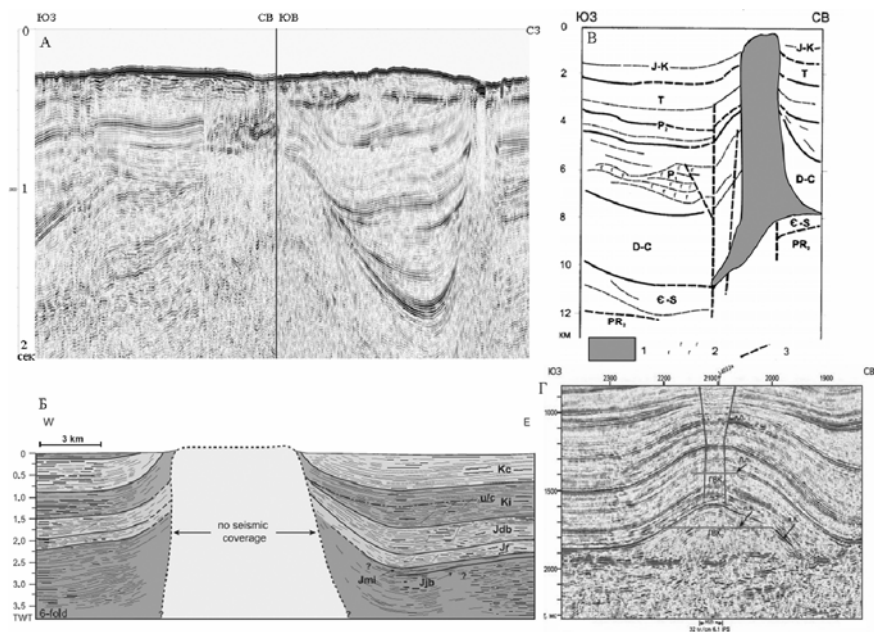


Рис. 2. Эвапоритовый диапиризм в бассейнах севера Карского шельфа, ЮЗ Лаптевоморского региона и Канадского Арктического архипелага.

А. Волновая картина на сейсмическом разрезе МАГЭ иллюстрирующая проявление соляной тектоники в бассейне Воронина (Карская плита). Б. Соляная тектоника (Dumbells Dome) в Свердрупском бассейне, о-в Элlef-Рингнес [12]. В. Сейсмогеологический разрез на с-в Енисей-Хангского прогиба (Хатангский залив) [11]: 1 – соляной диапир, 2 – тела базальтоидов, 3 – разломы. Г. Сейсмический разрез иллюстрирующий строение отложений в прогибе Воронина с соляной подушкой (ордовик?) и прогнозируемой залежью УВ над ней [2, 5]

претации осадочных комплексов, как позднекаменноугольно-раннепермский и позднедевонский. Развитие последнего предполагается в пределах депрессионной части Нордкапского прогиба (рис. 1А), где диапиры прорывают от 6 до 9 км верхнепалеозойских и мезозойских осадочных образований [1, 11].

Крупный соленосный бассейн (прогиб Ольги) выявлен к востоку от арх. Шпицберген в зоне сочленения Свальбардской антеклизы и Центрально-Баренцевских поднятий. Возраст соленосных отложений здесь датируется предположительно средне-поздне-каменноугольно-раннепермским временем в связи с тем, что в краевой части прогиба на о. Эдж скважиной вскрыты гипсо-ангидритовые отложения этого возраста. Общая мощность осадочного чехла в прогибе достигает 12–13 км.

Диапировые структуры (рис. 1Б), выявленные сейсмическими и гравимагнитными работами, тяготеют к бортовым, приразломным частям прогиба. По своим геофизическим параметрам они полностью отвечают критериям, отмеченным выше для солянокупольных структур. Все отмеченные бассейны имеют сходное строение, определяемое их рифтовой природой [1, 11, 14].

На севере Карской плиты получил развитие бассейн Воронина (Краснофлотский). Строение его ранее было неизвестно, но по морфологии рельефа дна он сопоставлялся с прогибом Св. Анны. Сейсмические материалы показывают, что это достаточно глубокий прогиб, выполненный мощной толщей, скорее всего, преимущественно палеозойских образований. Здесь структуры, связанные с соляными подушками и диапирами, отмечаются на ряде разрезов (рис. 2А). Они были ранее установлены работами СМНГ [2, 5] и подтверждены новейшими исследованиями МАГЭ. Представляется, что базовый уровень этих образований связан с отложениями ордовика–силура(?).

Енисей-Хатангский прогиб морской сейсморазведкой исследован на акватории моря Лаптевых в Хатангском заливе, где суммарная мощность кембрийско-меловых отложений превышает 10–12 км (рис. 2В). По комплексу геолого-геофизических данных отмечается наличие соляных диапиров девонского возраста [4, 6, 7], а также проявлений основного магматизма в виде дайковых и пластовых интрузий. По особенностям строения и характеру осадконакопления Енисей-Хатангский палеорифт имеет много общих черт с рассмотренными соленосными бассейнами западной части Баренцева моря – грабенами Нордкапским, Варангерским, Ольгинским, Медвежинским.

Еще одним бассейном Арктики, где известен эвапоритовый диапиризм, является Свердрупский, расположенный на островах Канадского Арктического архипелага. Его осадочное выполнение мощностью свыше 13 км представлено отложениями от карбона до эоцена включительно. Эвапоритовые образования представлены гипсами, ангидритами и галитом каменноугольного возраста. Многочисленные диапировые структуры изучены сейсморазведкой и бурением. Как и во многих других случаях, отмечается их асимметричная геометрия (рис. 2Б). Диапиризм начался в среднем триасе и продолжался весь мезозой [12]. Рифтовый сценарий развития бассейна, очевидно, как и в бассейнах западной части Баренцева моря, сыграл определяющую роль в запуске диапиризма и формировании эвапоритовых куполов.

Среди причин, вызывающих рост соляных диапиров, называются такие факторы как литостатическое давление, горизонтальная компрессия, низкий удельный вес эвапоритов по сравнению с вмещающи-

ми породами, что способствовало их пластическому перетеканию в верхние горизонты осадочного чехла и др. Изучение геологической эволюции бассейнов позволяет говорить и о фазах рифтинга, выступающих в качестве триггера тектонической подвижности бассейнов континентальных окраин, особенно на этапах формирования спрединговых впадин Арктического региона.

Исследование геологического строения соленосных бассейнов имеет не только большое значение в связи с перспективами их нефтегазоносности (рис. 2Г), но и с позиций определения широтного положения плит при палеотектонических реконструкциях (например, Карской плиты [9]).

Литература

1. Боголепов А.К., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Новые данные о соленосных бассейнах Западно-Арктического шельфа Евразии // ДАН. Т. 317. N 4. 1991. С. 932–936.
2. Догунев К.А., Мартирисян В.Н., Васильева Е.А., Сапожников Б.Г. Структурно-тектонические особенности строения и перспективы нефтегазоносности северной части Баренцево-Карского региона // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 70–83.
3. Иванова Н.М., Свистунов Ю.И., Шипилов Э.В. Структурные комплексы шельфа моря Лаптевых // IX Всесоюзная школа морской геологии: тезисы. М.: ИО РАН, 1990. Т. 4. С. 6 0–6 1.
4. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №8. С. 1027–1050.
5. Мартирисян В.Н., Васильева Е.А., Устрицкий В.И. и др. Север Карского моря – высокоперспективная на нефть область Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 59–69.
6. Полянский О.П., Ревердатто В.В., Ананьев В.А. Эволюция рифтогенного осадочного бассейна как индикатора геодинамической обстановки (на примере Енисей-Хатангского прогиба) // ДАН. 2000. Т. 370, N 1. С. 71–75.
7. Фрадкин Г.С. Галогенные формации и нефтегазоносность Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 605–616.
8. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразийско-Арктической континентальной окраины. Т. I. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 266 с.
9. Шипилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 75–92.

10. Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 32–47.
11. Bogolepov A.K., Shipilov E.V., Yunov A.Yu. Saliferous Basins of the West-Arctic Eurasian Shelf // International Seminar on Tectonics of the Barents Sea-Kara Sea Region. Proceedings. Norway, Trondheim: NIIMorgeophysica, IKU sintef group, 1991. 4 p.
12. Boutelier J., Cruden A., Brent T., Stephenson R. Timing and mechanisms controlling evaporate diapirism on Ellef Ringnes Island, Canadian Arctic Archipelago // Basin Research. 2011. V. 23. P. 478–498.
13. Shipilov E.V., Bogolepov A.K., Thurston D.K. Riftogeneous Salt Bearing Basins of the Arctic Continental Margins // International Conference on Arctic Margins (ICAM-1994): Abstracts. Magadan, 1994. P. 106.
14. Shipilov E.V., Senin B.V. Rift and Graben Systems of the Eurasian-Arctic Continental Margins // Proceedings of International Conference on Arctic Margins (ICAM-1992): Proceedings. Anchorage, Alaska, USA: US Dept. Interior Mineral Manag. Serv. 1992. P. 177–181.

Э.В. Шипилов¹, Л.И. Лобковский², М.В. Кононов²

Структурно-тектонические обстановки в северных сегментах Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии по сейсмическим данным

Интерпретация групп профилей [6–8] применительно к разрабатываемой авторами модели геодинамической эволюции Арктики [5] позволила получить новую и дополнительную информацию о строении и развитии различающихся по устройству и тектоническим преобразованиям областей литосферы Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии.

Первая группа профилей охватывает в основном северный сегмент шельфа моря Лаптевых, другая – шельф Восточно-Сибирского моря, третья группа сконцентрирована в южной и северной частях шельфа Чукотского моря (рис. 1).

Лаптевоморская континентальная окраина характеризуется тем, что в ее пределах основная структурно-тектоническая ситуация обусловлена развитием системы разветвленных позднемеловых–кайнозой-

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ КНЦ РАН), Мурманск, Россия

² Институт океанологии (ИО РАН), Москва, Россия

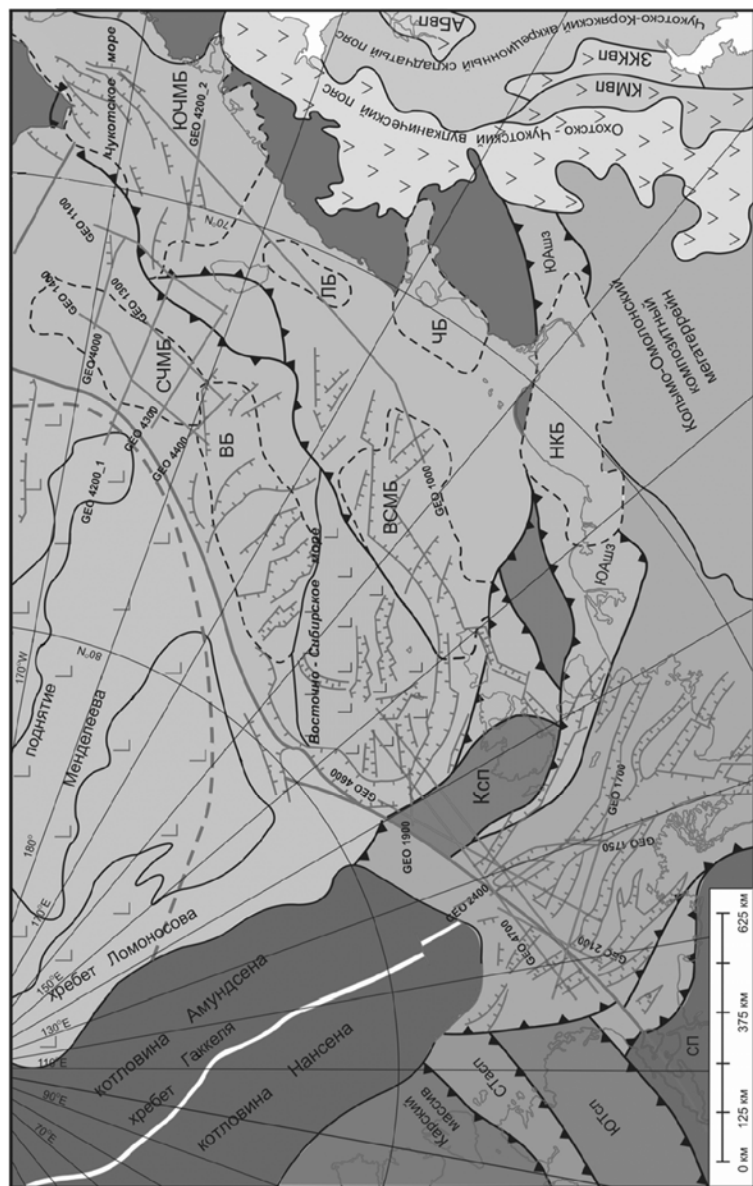


Рисунок. Структурно-тектоническая схема Восточной Арктики и расположение некоторых сейсмических профилей. Ксп – Котельнический складчатый пояс; ЮАшз – Южно-Анонская шовная зона; основные осадочные бассейны: НКБ – Нижне-Колымский, ЧБ – Чаунский, ЛБ – Лонга, ВСМБ – Восточно-Сибирского моря (Благовещенский), ВБ – Вилькицкий, СЧМБ – Северо-Чукотский, ЮЧМБ – Южно-Чукотский

ских рифтовых бассейнов [3, 11]. Они имеют субсогласное с хр. Гаккеля простирание и обрубаются континентальным склоном и адаптированным к нему Хатангско-Ломоносовским линеamentом [2, 11, 13]. К зоне линеамента тяготеют эпицентры некоторых землетрясений [4 и ссылки в ней] и множественные прорыва метана (засвеченные зоны на сейсмических разрезах) в виде т.н. газовых труб и потоков, что, несомненно, свидетельствует о его разломообразующей природе. Отрезок этого нарушения, лежащий к западу от района сочленения с хребтом Гаккеля на этапе раскрытия Евразийского бассейна был малоактивен. В то же время восточная часть разлома, как представляется, играла заметную сдвиговую роль на раннем этапе формирования Евразийского бассейна. В результате эта разломная зона определила прямолинейный характер границы северо-восточной части Лаптевоморской окраины с впадиной Амундсена. Различие в кинематике западной и восточной частей Хатангско-Ломоносовской разломной зоны, по всей видимости, предопределило асимметрию в строении Евразийского бассейна. Сейсмические разрезы показывают, что продолжение сегмента рифтовой долины хр. Гаккеля на Лаптевоморском шельфе оказывается несколько смещенным к востоку относительно его Евразийского окончания. В тектоническом плане этот позднекайнозойский грабен унаследовал положение тектонического шва, разделяющего шельфовый блок Сибирской платформы и продолжающуюся сюда Южно-Анжуйскую зону деформаций [10]. Последняя, в свою очередь, получила развитие в области взаимодействия шельфового блока Сибирской платформы и Котельнического массива.

Континентальная окраина Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В отличие от Лаптевоморского региона здесь получили развитие преимущественно субширотно ориентированные бассейны меняющие свое простирание на З-С-З при обрамлении ими поднятия Де-Лонга, что указывает на обособленный характер эволюции этой части окраины в допозднемеловое время. Структурно-тектонический каркас окраины (как плиты) образован тремя основными полосами субширотных тектонических элементов – Южно-Чукотским, Лонга и др. и Ново-сибирско-Северо-Чукотским рифтогенными осадочными мегабассейнами и разделяющим их Врангелевско-Геральдским поднятием (дугой) связанным с серией осложняющих складчато-надвиговых дислокаций преимущественно северной вергентности и отчасти южной. Вопреки сложившимся представлениям о повсеместном распространении чехла только лишь мелового–кайнозойского возраста, в северных звеньях (Северо-Чукотский бассейн и его продолжения на запад) осадочный чехол может достигать 15–20 км в связи с присутствием в низах разре-

за, как показывают результаты бурения и сейсмические данные, верхнепалеозойских комплексов [1, 12]. Тогда как на юге (Южно-Чукотский бассейн) его значения составляют 3–5 км, и наиболее древними образованиями здесь могут быть апт-альбские или верхнемеловые отложения, хотя во впадине Хоуп скважиной Эспенберг вскрыты залегающие на фундаменте лишь кайнозойские образования. Таким образом, возраст складчатого основания осадочного чехла южной системы бассейнов является позднемезозойским (доаптским), а северной – преимущественно каледонским (элсмириды).

Стержневой структурой Восточно-Арктического шельфа является цепь бассейнов, состоящая из глубоких прогибов Вилькицкого (рисунк) и его продолжений к западу – Новосибирского и к востоку – Северо-Чукотского. В их депоцентрах мощность осадочного чехла составляет от 10–12 до 18–20 км. Учитывая разночтения в названиях бассейнов у разных авторов эта цепь глубочайших прогибов выделяется как Новосибирско-Северо-Чукотский мегапрогиб [1].

На фоне отмеченных рифтогенных прогибов особняком выделяется поднятие (купол) Де-Лонга, в пределах которого и по его периферии развиты узкие грабенообразные структуры как альб-аптского, так и кайнозойского возраста с ясно выраженной сбросовой тектоникой и с проявлениями соответствующего базальтоидного магматизма. Активизация тектонических процессов вокруг этого поднятия и в западной части бассейна Вилькицкого отмечается в волновой картине на сейсмических разрезах в виде кальдерообразных элементов и вертикальных засвеченных зон, обусловленных мигрирующими потоками метана. Не исключено, что тектономагматическая активизация была связана со спрединговыми процессами в Евразийском бассейне.

Южнее в депоцентре субширотного сегмента Новосибирского (Благовещенского) бассейна обнаруживается довольно контрастная смена волновой картины в фундаменте. Это дает основание говорить о том, что к северу от этого депоцентра, по всей видимости, имеют распространение позднекаледонские комплексы элсмирид, которые, судя по всему, погружаются к югу под допозднемеловой (?) фундамент [12].

Представляется, что рассматриваемая континентальная окраина, а в геодинамическом отношении Новосибирско-Чукотская микроплита (с учетом дискуссионности вопроса о принадлежности Котельнического массива), ограничена с запада продолжением Южно-Анжуйской шовной зоны, а на востоке – Чукотско-Канадской сдвиговой зоной [12]. На западе плиты об этом свидетельствует согласованность ансамбля тектонических элементов, а на востоке – явный диссонанс между структурами севера чукотского шельфа и Арктической Аляски [9,12].

Авторы выражают признательность д.т.н. И.Ф. Глумову за предоставленную возможность использования новых геофизических данных для выполнения проекта по Государственному контракту Роснедра – РАН «Построение плитотектонических реконструкций и модели напряженного состояния литосферы Арктического региона в связи с проблемой расширения внешней границы континентального шельфа РФ».

Литература

1. *Верба М.Л.* Палеозойские осадочные породы в осадочном чехле северной окраины Восточно-Сибирского моря и их вклад в общую оценку перспектив нефтегазосности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11. № 4.
2. *Головачев Э.М., Шипилов Э.В.* Линеаментные зоны моря Лаптевых // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1986. № 8. С. 106–108.
3. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой континентальной окраины моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43–58.
4. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Гриб Н.Н., Колодезников И.И.* Новая карта сеймотектоники Восточной Сибири: принципы и методы построения // Наука и образование. 2015. № 3. С. 26–33.
5. *Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В.* Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. 2013. № 6. С. 20–38.
6. Отчёт о выполнении морских научных исследований в Восточно-Сибирском, Чукотском морях и море Лаптевых на НИС "Гео Арктик" в период с 27 июля по 3 октября 2012 г., направленных на определение геотектонического строения литосферы на континентальном шельфе РФ для построения геодинамической модели. Отв. исполнители: Л.И. Лобковский, Э.В. Шипилов. СПб: ГНИНГИ, 2013. 77 с.
7. Отчет о выполнении морских научных исследований в Баренцевом и Карском морях на НИС "Академик Лазарев" в период с 8 августа по 26 октября 2012 г., направленных на определение геотектонического строения литосферы на континентальном шельфе РФ для построения геодинамических, хронологических моделей формирования литосферы шельфа западной части Арктического бассейна с целью уточнения базовой модели эволюции Арктики. Отв. исполнители: Л.И. Лобковский, Э.В. Шипилов. СПб: ГНИНГИ, 2013. 100 с.
8. Отчёт о выполнении морских научных исследований в Восточно-Сибирском и Чукотском морях на НИС «Зефир 1» в период с 11 сентября по 27 октября 2013 г., направленных на определение геотектонического строения литосферы на континентальном шельфе РФ и обоснование континентальной природы хребта Ломоносова и поднятия Менделеева с целью установления внешней границы континентального шельфа России.

Отв. исполнители: Л.И. Лобковский, Э.В. Шипилов. СПб: ГНИНГИ, 2014. 74 с.

9. Сафронов А.Ф. История геологического развития шельфа Восточно-Сибирского моря // Наука и образование. 2017. № 1. С. 7–12.

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

11. Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.

12. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника Арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Американо-Азиатского бассейна // Геология и геофизика. 2016. № 12. С. 2115–2147.

13. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Тектоника и геодинамика областей молодого океанообразования // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы Совещания. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 281–284.

**М.В. Шитов¹, Ю.С. Бискэ¹, Э.С. Плешивцева,
И.В. Сумарева², В.А. Ядута³**

Пост-микулинская тектоника Приладожья

Приладожье – один из классических районов, на изучении которого сложились представления о последнем гляциоизостатическом поднятии Фенноскандии, при котором изобазы древних береговых линий Ладожских палеобассейнов, а также изолинии современных вертикальных движений земной поверхности (СВДЗП) имеют субпараллельный ход в северо-восточных простираниях с почти постоянным градиентом (см. рис. 1). Вместе с тем, уже более полувека назад Г.С. Бискэ, Г. Лак и А.Д. Лукашов при интерпретации поздне-последнего ледникового периода истории Ладожского и Онежского озер предложили концепцию о молодых дифференцированных движениях, которые затрудняют корреляцию разрезов и усложняют «...интерпретацию геологических данных о геологическом развитии водоема» [1, с. 182].

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

² ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Северо-Западное ПГО, Санкт-Петербург, Россия

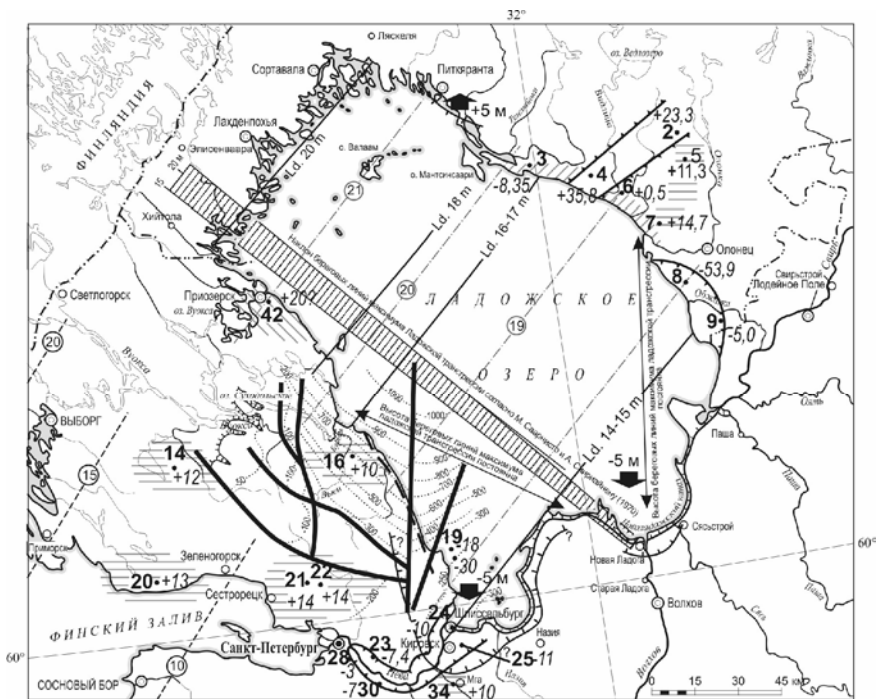


Рис. 1. Пост-микулинские движения Приладожья

20
 • +13 -1 ≡ -2 ≡ -3 ≡ -4 ≡ -5 ≡ -6 ≡ -7 ≡ -8 ≡ -9 ≡ -10 ≡ -11 ≡ -12

Условные обозначения: 1 – местоположение, номер разрезов и абсолютная отметка кровли мгинских отложений. Области пост-микулинских движений: 2 – стабильные; 3 – умеренные опускания; 4 – умеренные поднятия; 5 – интенсивные опускания; 6 – интенсивные поднятия. Изобазы (м) береговых линий: 7 – максимума литориновой трансгрессии (Miettinen, 2004); 8 – максимума ладожской трансгрессии – ЛТ (Нуурра, 1942); 9 – максимума ЛТ (Saarnisto, 1970); 10 – области позднеголоценовых движений, их знак и амплитуды; 11 – изогипсы кровли фундамента; 12 – разрывные нарушения: а – в коренных породах; б – выражающиеся в современном рельефе

В настоящее время на основе анализа деформаций двух надежных маркирующих уровней – мгинских морских межледниковых (микулинских) отложений и озерных отложений позднеголоценовой ладожской трансгрессии, дополненного данными о СВДЗП района, удастся не только надежно выявить позднечетвертичные дифференцированные движения Приладожья, но и предложить объяснение закономерностям их проявлений и генезиса.

Для реконструкции пост-микулинских движений (рис. 1) использовались данные о высотных отметках кровли мгинских отложений в 19

опорных разрезах, обеспеченных надежными данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов, в которых представлены верхние зоны (М₇–М₈ согласно В.П. Гричуку). Последнее условие доказывает отсутствие сколько-нибудь существенной послемиккулинской эрозии. Десять из этих разрезов были изучены в палеофитологической лаборатории Ленинградской комплексной геологической экспедиции под руководством Э.С. Плешивцевой. Материалы по этим разрезам были нами ревизованы, спорово-пыльцевые диаграммы перестроены и уточнены абсолютные отметки устьев скважин.

В результате установлено (рис. 1), что отметки кровли мгинских отложений в пределах южной части Карельского перешейка к югу от линии г. Выборг – устье р. Бурной изменяются в крайне незначительных пределах: от +10 до +14 м абс. выс. На этом фоне выделяется субпараллельная руслу р. Невы ложбина, в которой отметки уменьшаются от (-)3 м абс. выс. на юго-восточной окраине г. Санкт-Петербурга до минус 11 м у юго-западной оконечности Ладожского озера. Это понижение на 20–25 м связано, вероятно, с пост-микулинскими нисходящими движениями. Поднятия намечаются только в районе г. Приозерска, где кровля мгинских отложений имеет отметку около +20 м абс. выс.

На восточном побережье Ладожского озера (рис. 1) к западу от среднего течения р. Олонка расположена относительно стабильная область с отметками кровли мгинской толщи 11–16 м абс. выс., к северо-западу от которой фиксируется узкая зона контрастных поднятий северо-восточного простирания с отметками 35.8–23.3 м. Эта зона с северо-запада и юго-востока обрамлена областями умеренных опусканий от (-) 8.35 м до (+) 0.5 м. Южнее устья р. Олонка распространена область интенсивных опусканий с отметками кровли мгинской толщи от (-)54 м до (-)5 м абс. высоты. В целом, восточное побережье Ладожского озера характеризуется резко дифференцированными пост-микулинскими движениями с амплитудой до 90 м, тогда как на западном побережье озера и на Карельском перешейке сколько-нибудь заметные движения не фиксируются.

Позднеголоценовые дифференцированные движения надежно выявляются при сравнении абсолютных отметок кровли торфяников (3.3–2.8 тыс ¹⁴С л.н.), погребенных под отложениями максимума позднеголоценовой ладожской трансгрессии на отметках от 18 м абс. высоты в северо-восточном Приладожье до 11.5–13.0 м абс. высоты в южном и юго-восточном Приладожье. Отсюда следует, что поднятие северо-восточного Приладожья амплитудой не менее 5 м произошло за последние 3500 ¹⁴С-лет (рис. 1). Позднеголоценовые опускания амплитудой до 3.5–5.0 м фиксируются на южном и юго-западном побережьях Ладожского озера, а также в верхнем течении р. Невы.

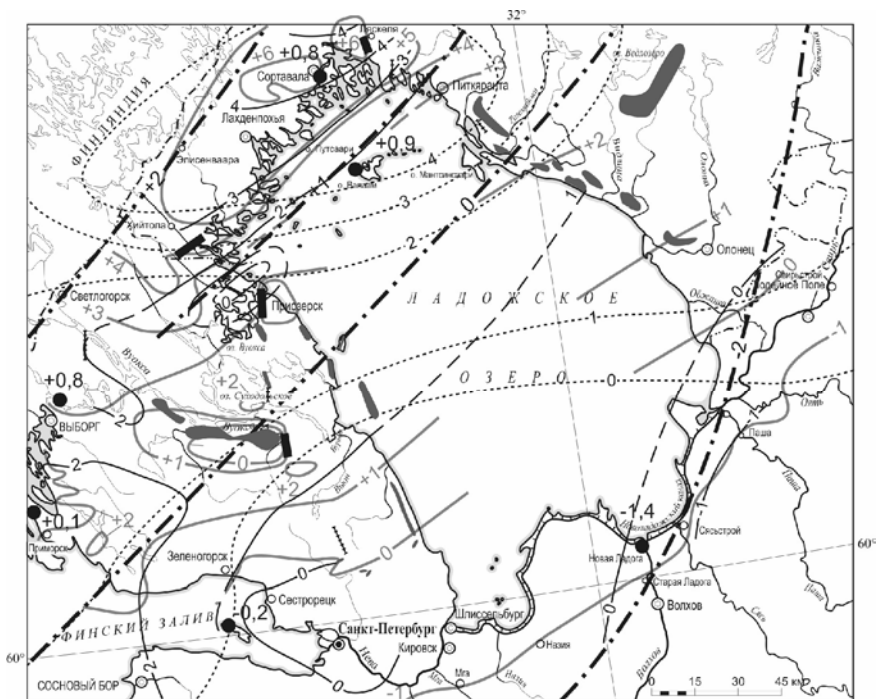


Рис. 2. Скорости СВДЗП Приладожья в представлениях различных авторов и краевые образования невиской (?) фазы

— · — · — 1 — — — 2 — — — 3 — · — · — 4 ● +0.8–5 а б — 6 — 7

Условные обозначения: СВДЗП, мм/год: 1 – согласно [6]; 2 – согласно [2]; 3 – согласно [3]; 4 – согласно авторам; 5 – водомерные посты и СВДЗП согласно [6]; 6 – зоны повышенной контрастности СВДЗП: а – согласно [3], б – согласно авторам. 7 – краевые образования

Последние надежные данные о СВДЗП Приладожья получены в результате высокоточного повторного нивелирования 1966–1989 гг. Эти данные были обобщены трестом «Аэрогеодезия» (Г.Ф. Федоров, работы 1989–1993 гг.); они использовались рядом авторов при составлении карт скоростей СВДЗП Приладожья: ПГО «Севзапгеология» (В.А. Ядута), Ю. Каккури [2], С.В. Энман [3] и схемы авторов (рис. 2).

При некоторых отличиях в рисовке изолиний, на картах [2] и [3] в северном Приладожье (рис. 2) отчетливо фиксируется область дифференцированных поднятий со скоростью более +4 мм/г. В нашей интерпретации (рис. 2) зона максимальных градиентов СВДЗП локализована в узкой 6-километровой полосе вдоль северного побережья Ладожского озера по линии Лепясилта–Куркиёки, т.е. по границе области рас-

пространения рифейских отложений на акватории Ладожского озера. В дополнение к отмеченным С.В. Энман зонам повышенной контрастности СВДЗП, ориентированных субпараллельно побережьям Ладожского озера [3], выделены субмеридиональные зоны контрастных движений в районе пос. Сосново и г. Приозерск, совпадающие с границей рифея на территории западного Приладожья, а также зона северо-восточного простираения – по линии пос. Куликово–Куркиёки, которая продолжает северо-ладожскую зону максимальных градиентов скоростей СВДЗП в юго-западном направлении (рис. 2).

Сравнивая проявления пост-микулинских, позднеголоценовых и современных движений на территории Приладожья (рис. 1, 2) и учитывая современные представления о характере и хронологии дегляциации Фенноскандии, а также данные о скоростях СВДЗП на линии краевых образований Сальпаусселька мы приходим к следующим выводам:

1. Изолированная область интенсивных современных дифференцированных поднятий со скоростью более 4 мм/год фиксируется на узкой полосе акватории и северного побережья Ладожского озера в области распространения кристаллических пород фундамента; она ограничена зонами высокой контрастности современных движений, соответствующим, видимо, обновленным структурам в ограничении Пашско-Ладожского грабена. Эти поднятия имеют преимущественно тектоническую, а не гляциоизостатическую природу.

2. Судя по четкой выраженности в ходе изолиний СВДЗП западного, северо-восточного и особенно северного ограничений Пашско-Ладожского грабена и области распространения рифейских отложений, интерполяция скоростей СВДЗП на котловину Ладожского озера при проведении изолиний с западного берега на восточный, является некорректной. Такая интерполяция, также, как и выводы о быстром поднятии о. Валаам на основе GNSS-технологий [4] легко опровергаются геологическими методами [5], результаты которых находятся в соответствии с уровнеметрическими данными [6]. Указанные закономерности обусловлены различной реакцией кристаллических пород фундамента и более чем 1.5-километровой толщи слабо метаморфизованных пород рифея на комбинацию тектонических и гляциоизостатических напряжений.

3. Нисходящие движения южного Приладожья могут быть связаны с «кормовой волной» гляциоизостатического поднятия.

Литература

1. Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966. С. 178–182.

2. Kakkuri J. Postglacial Deformation of the Fennoscandian Crust // *Geophysica*. 1997. V. 33 (1). P. 99–109.
3. Энман С.В. Современные вертикальные движения земной поверхности на Карельском перешейке и близлежащих территориях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 23–32.
4. Прилепин М.Т., Мишин А.В., Кабан М.К., Баранова С.М. GPS изучение геодинамики Балтийского щита // *Физика Земли*. 2002. № 9. С. 49–58.
5. Saarnisto M. Late Holocene land uplift/neotectonics on the island Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // *Quaternary International*. 2012. V. 260. P. 143–152.
6. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:10 000 000 / Под ред. Ю.А. Мещерякова. М.: ГУГК при СовМине СССР, 1972.

А.В. Шацлло¹

Неопротерозойский палеоклиматический парадокс: пути решения

Палеомагнитные данные, полученные в 80–90-х годах прошлого столетия по отложениям, связанным с покровными неопротерозойскими оледенениями Австралии и Северной Америки, и предполагавшие субэкваториальное положение этих континентов, дали толчок к постулированию гипотезы тотальных неопротерозойских оледенений – гипотезы «Snowball Earth» (Земля-снежок) [4, 5]. Учитывая тот факт, что хорошо изученные плейстоценовые покровные оледенения даже в самых крайних случаях никогда не доходили до экватора, распространяясь не далее 40-х широт, существование неопротерозойских ледниковых покровов в приэкваториальных областях представлялось (и представляется) парадоксальным. Для объяснения этого палеоклиматического парадокса привлекалась масса различных гипотез, однако наиболее популярной и стойкой из них была (и остается), несмотря на ее несоответствие ряду геологических фактов [1], упомянутая «апокалипсическая» модель «Snowball Earth».

Как отмечалось, в основе гипотезы «Snowball Earth» лежат, в первую очередь, палеомагнитные данные, которые, несмотря на существенный прогресс в области палеомагнетизма неопротерозоя, достигну-

¹ Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

того к настоящему времени, весьма неоднозначны. В частности, ранее высказывались гипотезы, предполагавшие частое отклонение диполя от оси вращения планеты в некоторую квазистабильную область [6] и низкоширотного диполя [2], без привлечения которых объяснить существующий набор неопротерозойских палеомагнитных полюсов для основных континентальных блоков было затруднительно.

Цель настоящей работы – выявление специфических особенностей в мировых палеомагнитных данных по неопротерозою, оценки их соответствия актуалистической модели геомагнитного поля (т.е. полю центрального осевого диполя, GAD – geocentric axial dipole) и попытка интерпретации этих данных в рамках актуалистической модели климата.

В тезисной форме результаты проведенного исследования следующие:

1. Выявлены объекты с возрастом 720–550 млн лет, палеомагнитные направления которых образуют не фишеровские распределения, подчиненные определенной системе, аппроксимирующей дугой большого круга. Можно считать, что это явление – глобальное (Лаврентия – группа Рэпитен гор Макензи, Балтика – ашинская серия Башкирского поднятия, Австралия – неопротерозойская последовательность бассейна Аделаида, Сибирь – нерсинские интрузии Присаянья, ничатская, пурпольская свита и кебектинская серия западного склона Алданского щита, а также чингасанская и чапская серии Енисейского Кряжа – см настоящий сборник).

2. Наблюдаемый характер распределения осредненных полюсов и/или единичных направлений проявлен во всех временных масштабах – от первых тысяч до ~100 млн лет. Учитывая весь комплекс данных, характер распределения полюсов не может быть объяснен континентальным дрейфом, эпизодами истинного смещения полюса, частичным перемагничиванием пород или локальной тектоникой и, в целом, не согласуется с представлениями о геометрии геомагнитного поля неопротерозойского времени как поля центрального осевого диполя (GAD).

3. Перемещение палеомагнитного полюса на всех временных масштабах может быть описано как несистематическое возвратно-поступательное движение «блуждание» в некоторой локализованной области, обладающей симметрией. Т.е. такая симметрия должна была быть устойчивой на протяжении десятков миллионов лет.

4. Допущение того, что: а) геомагнитное поле неопротерозоя имело дипольную конфигурацию и б) «блуждание» диполя осуществлялось в плоскости экватора (рисунок), позволяет согласовать палеомагнитные и палеоклиматические данные, помещая неопротерозойские ледниковые отложения в полярные области.

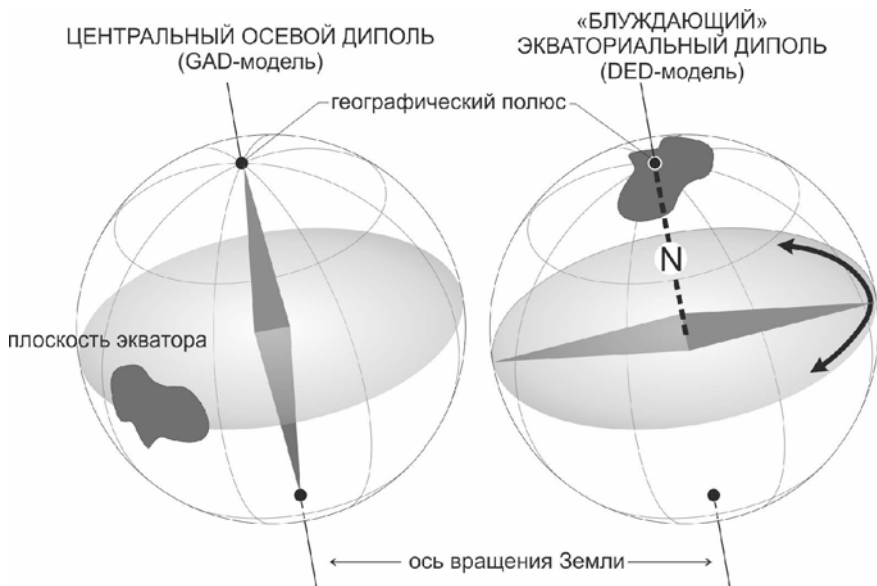


Рисунок. Положение гипотетического блока, характеризующегося низкими наклонениями при интерпретации палеомагнитных данных в рамках GAD и DED-гипотез. Пояснение: N – нормаль к плоскости девиаций экваториального диполя, определяющая положение географического полюса

Таким образом, предлагаемая модель «Блуждающего экваториального диполя» (DED – devious equatorial dipole) является альтернативой к гипотезе «Snowball Earth». DED-гипотеза находит объяснение низким наклонениям, которые систематически фиксируются в неопротерозойских ледниковых отложениях [3], без привлечения экстремальных палеоклиматических моделей, а также снимает (отчасти) существующие противоречия в наборах неопротерозойских палеомагнитных данных. Задача предстоящих исследований – получение надежных палеомагнитных данных для тестирования DED-гипотезы на расширенном фактическом материале.

Работы выполняются при поддержке гранта РФФИ 17-05-00021.

Литература

1. Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Тр. ГИН; Вып. 611).
2. Abrazhevich A., R. Van der Voo Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 293. P. 164–170.

3. *Evans D.A.D., Raub T.D.* Neoproterozoic glacial palaeolatitudes: a global update / Ed. by E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. The geological record of Neoproterozoic glaciations // *Geol. Soc. London Mem.* 2011. № 36. P. 93–112.

4. *Hoffman P.F., Schrag D.P.* The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // *Terra Nova.* 2002. V. 14. № 3. P. 129–155.

5. *Kirschvink J.L.* A Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth // *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study* / Eds J.W. Schopf, C.Klein. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1992. P. 51–52.

6. *Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E.* Two competing paleomagnetic firections in the Late Vendian: new data for the SW region of the Siberian Platform // *Russian J. Earth Sciences.* 2005. V. 7. № 4.

Ф.Л. Яковлев¹

К попытке методологического анализа реалистичности основных модельных допущений современной геодинамики

Современные модели геодинамики опираются на наблюдаемые и измеряемые геологические и геофизические явления и на ряд общепринятых положений тектоники плит, имеющей статус почти теории. В период быстрой эволюции этих идей в 70-х годах прошлого века предполагалось, что многие неясные на тот момент вопросы строения и развития крупных блоков континентальной и океанической земной коры будут решены на уровне проверяемых численных моделей. В частности, ожидалось решение важных проблем источника энергии тектонических движений, масштабов перемещения платформенных блоков, причин вертикальных и горизонтальных движений, цикличности тектонических событий. Однако за истекшее время основные вопросы истории и механизмов развития коры и мантии Земли так и остались не разрешенными.

В этой связи положение дел в методологии геодинамики можно охарактеризовать как серьезный кризис [1]. В данной работе делается попытка проанализировать ряд проблемных аспектов геодинамики на примерах структуры и истории развития конкретных регионов с целью сформулировать основные признаки и основные болевые точки этого кризиса.

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

К основным модельным допущениям, которые лежат в основе большинства теоретических схем, описывающих на современном уровне возникновение и развитие крупных тектонических структур, следует отнести, в первую очередь, общеизвестные шесть положений тектоники плит, к которым можно добавить некоторые общепринятые постулаты и методические приемы. В кратком виде – это следующие положения: (1) представления о хрупкой, прочной или жесткой литосфере, образующей плиты и о подстилающей эти плиты пластичной или менее вязкой астеносфере; (2) существует 8 основных плит и много мелких; основная тектоническая активность любого вида сосредоточена на границах плит; (3) плиты описываются как твердые тела, перемещения которых подчиняются теореме вращения Эйлера; (4) существуют три типа перемещений на границах плит – дивергенция, конвергенция, трансформные сдвиги; (5) спрединг компенсируется коллизией и субдукцией; (6) основной источник движений плит – мантийная конвекция, имеющая тепловую природу. Добавим сюда положение (7) о древности основных блоков континентальной коры и постоянстве объема их коры, о наращивании континентальной коры в зонах субдукции и коллизии (в аккреционных призмах), о молодости океанической коры. Основным методическим приемом (8) является широкое использование в современных работах принципа актуализма в решении проблем тектоники и геодинамики.

На основании данных о величинах деформации альпийского осадочного чехла Большого Кавказа была построена предварительная сбалансированная модель развития земной коры ([2], рис. 8–6, стр. 401). Модель показала неизбежность изменений плотности пород от характерных для коры к мантийным плотностям, которые охватывают большие объемы (до 50–60% первоначального объема кристаллической коры). Это указывает на несоблюдение в природе положения (7) о постоянстве объемов континентальной коры.

При дополнительном анализе этого материала методами статистики было выявлено участие в формировании складчато-разрывной структуры и неотектонического горного сооружения двух геодинамических процессов – сокращения и изостазии в факторных весах 60% и 27% [3]. Сохранение изостазии при последовательных перестройках структуры части тектонических зон Большого Кавказа – от континентальной платформы (мощность кристаллической коры 40 км) к глубоководному бассейну осадконакопления, к осадочному чехлу 15 км мощности, затем сокращение 50% и другие модификации возможны только при деградации кристаллической коры. Вычисленные современные глубины кровли фундамента, достигающие местами 25–30 км [2], изостатически

могут быть уравновешены только при небольшой по мощности коре (15 км?) и заметном уплотнении пород и осадочного чехла, и коры, и мантии. Это подтверждает вывод о несоблюдении в природе положения (7).

В последние годы появились предложения отказаться от постулата жесткости плит, что ставит под сомнение положения (1) и (3). Например, это касается случая раздвижения Атлантики с «шарниром» севернее Исландии [4]. Проблема состоит в том, что в тылу «шарнира», в ареале Арктики, наблюдается не сжатие, ожидаемое по этой схеме, а наоборот, растяжение с образованием новой океанической корой. Отказ от постулата жесткости плит позволяет объяснить кинематику формирования этих сопряженных структур.

Структура и центробежная кинематика формирования основных дуг Альпийского Средиземноморья в современных работах указывает на действие механизма «roll-back» в качестве основного процесса формирования структур ([5, 6] и др.), а также на новейшую (возрастом 10–15 млн лет) деструкцию континентальной коры в областях распространения современной океанической коры ([7] и др.). Схемы формирования таких структур могут включать в себя локальные ячейки тепловой конвекции, в которые втянуты очень пластичные блоки коры, что описывается в рамках термомеханики. При этом авторы схем не отрицают тектонику плит. Эти данные ставят под сомнения реалистичность положений (1), (2), (4), (6) и (7) и, на наш взгляд, исключают возможность существования Палео-Тетиса.

История развития Индийского океана в районе хребта Брокен [8] и в других частных структурах этого океана, развитие западной окраины Африки в Марокко, района Исландии в Атлантике указывают на реалистичность и значительные масштабы «океанизации» бывшей континентальной коры, что подчеркивает реальность нарушения в природе положения (7).

В широкой полосе структур вдоль 20° ю.ш. от западной границы плиты Южной Америки (от 70° з.д.) к плите Африки и далее к восточной границе Австралийской плиты (до 165° в.д.) существуют две зоны дивергенции (в Атлантике и в Индийском океане) и ни одной субмеридиональной зоны субдукции или коллизии на пространстве в 235° (0.65 полной окружности Земли). В связи с этими фактами обсудим проблему баланса кинематики плит. Если дивергенция в двух океанах существует в масштабах, обеспечивших появления блоков, занимаемых океанической корой (60% полосы), то она может быть связана только с увеличением объема коры (и астеносферы?) за счет поступления нового материала. Появление такого мантийного материала, например, в

Атлантике, хотя бы до глубины 30–50 км (включая астеносферу), в рамках модельного сохранения плотностей пород коры и мантии (постулат 7), можно обеспечить только подтоком материала со стороны ячейки мантийной конвекции в Тихом океане. Такой поток может идти с запада на восток под Южной Америкой до оси спрединга. Происходить это должно в пространстве вертикального сечения с соотношением сторон больше, чем 120:1 (6000 км при мощности астеносферы 50 км). Линии тока (движения материала) в такой схеме не будут замкнуты, и поэтому здесь никак не удастся привлечь обычную схему тепловой конвекции для объяснения кинематики и энергетики процесса. Это нарушает положения 5 (компенсация спрединга) и 6 (мантийная конвекция тепловой природы). Даже если такие очень большие перемещения объемов мантии со стороны Тихого океана реально существуют, поиск физического объяснения этого явления будет сложной задачей. Более вероятным представляется либо отсутствие дивергенции при активности процессов «океанизации» (что отрицается в современной геодинамике), либо то, что спрединг происходил в течение только последних 5–10 млн лет.

Широкое использование принципа актуализма (положение 8) в существующем виде создает большие методологические проблемы. В соответствии с этим принципом, реальная, достоверно установленная современная кинематика плит, мгновенная по геологическим меркам, распространяется назад по времени на сотни млн лет. Тем самым: а) фактически отрицается установленная ранее цикличность тектонического развития и б) полностью игнорируется весь эмпирический материал по истории развития планетарных структур, накопленный геологами за триста лет исследований. В связи с этим рассмотрим факты молодого возраста современных горных сооружений, не более 20–30 млн лет, и резкого усиления их роста в последние 5–2 млн лет [9]. Например, Тибет поднялся на высоту 5–6 км с высоты 1 км за последние 4–5 млн лет [9]. Очевидно, что мощность континентальной коры здесь была увеличена за это время с 40–43 км до современных 70–80 км. Такое формирование гор никак не может быть объяснено движениями в мантийных конвективных ячейках, существующих на протяжении 50–100 млн лет. Вероятно, 5–2 млн лет – это предел, за который не следует распространять данные современной кинематики плит.

Для преодоления кризиса представляется необходимым более критично относиться к использованию схем тектоники плит. Предлагается использовать в качестве основы теоретических геодинамических моделей эмпирический материал о реальных закономерностях развития структур, накопление которого надо считать важнейшей задачей тек-

тоники. При этом, вероятно, после некоторой ревизии может быть использован также весь геологический материал, полученный за предыдущие эпохи исследований.

Выводы: 1) Показана связь тектонических движений с изменениями плотностей пород коры и мантии в широких пределах, которые ранее в теоретических схемах слабо учитывались. 2) Рассмотрение основных восьми положений современной геодинамики на примерах конкретных структур выявило многочисленные случаи их несоблюдения.

Литература

1. Leonov Yu.G., Roure F., Rebetsky Yu.L., Yakovlev F.L. Tectonophysics in Russia and France: A project initiated by Jacques Angelier // *Comp. Rend. Geosci.* 2012. V. 34. N 3–4. P. 111–115.

2. Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ линейной складчатости на примере альпийского Большого Кавказа. Дисс... докт. геол.-мин. наук по специальности 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика». ИФЗ РАН, 2015. 472 с.

3. Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С. Первый опыт диагностики геодинамических механизмов формирования складчатой структуры с помощью факторного анализа ее параметров (Большой Кавказ) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. №4 (в печати)

4. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.

5. Jolivet L., Augier R., Robin C., Suc J.P., Rouchy J.M. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis // *Sedimentary geology*. 2006. V. 188. P. 9–33.

6. Matenco L., Radivojević D. On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides // *Tectonics*. 2012. T. 31. N 6.

7. Bache F., Olivet J.L., Gorini C., Aslanian D., Labails C., Rabineau M. Evolution of rifted continental margins: the case of the Gulf of Lions (Western Mediterranean Basin) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. T. 292. N 3. P. 345–356.

8. Илларионов В.К., Яковлев Ф.Л. Некоторые черты тектоники гребневой части Западно-Австралийского хребта // *Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана*. М.: Наука, 1986. С. 74–77.

9. Trifonov V.G., Sokolov S.Y. Late Cenozoic tectonic uplift producing mountain building in comparison with mantle structure in the Alpine-Himalayan Belt // *Intern. J. Geosciences*. 2014. V. 5. N 5. P. 497–518.

Использование факторного анализа для диагностики геодинамических процессов формирования структуры альпийского Большого Кавказа; роль процесса изостазии

Одной из проблем геодинамики является вопрос о реалистичности выдвигаемых моделей строения и развития крупных структур. Для решения проблемы предлагается использовать в виде исходного материала несколько измеряемых природных параметров, которые прямо связаны со строением и развитием крупных структур, а также их обработку статистическими методами [1]. В качестве структурного материала были использованы 24 детальных структурных профиля общей длиной более 500 км [2], которые ранее были составлены для трех регионов складчатого альпийского чехла Большого Кавказа.

Для определения важного параметра – величины горизонтального сокращения пространства – использовалась система иерархии объектов складчатости семи уровней [2] и метод «геометрии складчатых доменов» [2, 3]. В детальном профиле были выделены 505 «складчатых доменов» (III уровень иерархии, современная ширина около 1 км) и 78 «структурных ячеек» (IV уровень, ширина 5–7 км). В доменах, состоящих обычно из нескольких складок, измерялись параметры морфологии складок, в том числе – наклон осевых плоскостей складок, наклон зеркала складок, угол при вершине складок (величина сокращения складок). На основании этих замеров в результате трех кинематических операций (поворот, горизонтальный простой сдвиг, растяжение) определялось доскладчатое состояние домена. Последовательность доменов затем объединялась в доскладчатый профиль, в котором выделялись несколько «структурных ячеек». Зная современную длину «ячейки» вдоль профиля и ее доскладчатую длину, можно легко определить величину сокращения этой структуры. Метод построения сбалансированных профилей подробно описан в [3].

Для последующих вычислений была принята условная модель развития Большого Кавказа (рис. 1), имеющая три стадии: на первой был накоплен весь объем осадков, на стадии 2 после сокращения блока произошло погружение структуры без размыва кровли чехла, после неотектонического поднятия возникла современная постороженная структура (стадия 3). На следующем этапе исследования в каждой структурной ячейке вычислялись или измерялись шесть параметров (рис. 1, знак 4).

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

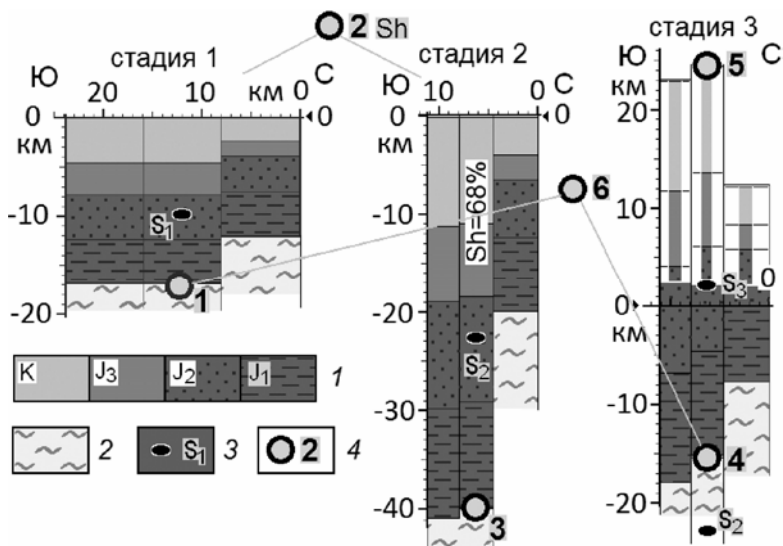


Рис. 1. Трехстадийная схема развития структур Большого Кавказа на примере профиля 6 Тфанской зоны.

1 – основные стратиграфические подразделения; 2 – палеозойский фундамент; 3 – положение линии профиля в стратиграфической модели (S_1 – на стадии 1, S_2 – на стадии 2, S_3 – современное положение, на высоте рельефа); 4 – параметры ячеек

По литературным данным и по результатам балансирования структуры для каждой структурной ячейки составлялась «стратиграфическая модель» с определенной глубиной каждой границы подразделений. Эта модель определяет глубину кровли фундамента на стадии 1, параметр (1). Величина сокращения также является параметром (2, Sh). Параметр (3), глубина кровли фундамента на стадии 2, вычислялся по первым двум. Используя «стратиграфическую» глубину линии профиля (рис. 1, знак 3) фактически измерялась величина неотектонического поднятия, параметр (5). По данным о глубине кровли фундамента на стадии 2 и об амплитуде поднятия вычислялась глубина кровли фундамента на стадии 3, параметр (4). По этой информации также вычислялся важный параметр (6) – разница глубин фундамента между стадиями 3 и 1.

Эти параметры были найдены для всех 78 структурных ячеек в трех регионах Большого Кавказа; тем самым была сформирована база данных, пригодная для статистического анализа. Было исследовано распределение по площади шести параметров [2], оно показало наличие определенных структур, выявляемых по этим параметрам. Например,

как для всего Кавказа, так и для двух его частей – западной и восточной – «разница глубин фундамента» была близка к нулю (-0.13 и -1.5 км). Это говорит о том, что полученная сбалансированная структура обладает свойством удерживать в результате совокупного действия процессов формирования складчатости и роста горного сооружения ту глубину кровли фундамента, которую она имела в конце стадии 1. Достаточно очевидна была связь этого факта с явлением изостазии [4, 5].

В качестве первого шага статистического изучения полученной базы данных была построена матрица корреляций для этих шести параметров [2, 1]. Были найдены сильные парные корреляции, имевшие значение для понимания процессов формирования структуры, например, (2 / 5, «сокращение» / «амплитуда поднятия») $R = 0.818$; (1 / 4, «фундамент на стадии 1» / «фундамент на стадии 3») $R = 0.708$; (2 / 6, «сокращение» / «разница глубин фундамента») $R = -0.461$; (1 / 6, «фундамент на стадии 1» / «разница глубин фундамента») $R = 0.379$. Однако в формировании каждой парной корреляции мог участвовать не один, а несколько пока неизвестных процессов. Для решения проблемы связи параметров структуры с процессами ее формирования был использован факторный анализ, в котором не теряются парные корреляции, но выдвигаются на первый план более общие процессы (таблица). Было выявлено, что вся совокупность данных объясняется двумя факторами (вес в сумме – 87%). Наиболее значимый фактор, F1, связан с величиной сокращения (1). От него зависит глубина фундамента после складчатости (3) и амплитуда поднятия (5). Второй фактор, F2, связан с начальной глубиной фундамента (1) и интерпретируется как действие изостазии. От него прямо зависит современная глубина фундамента (4) и разница глубин фундамента (6). Процесс формирования складчатости, сокращение (параметр 3, веса -0.736 и 0.665) связан с влиянием обоих факторов. Участие изостазии в формировании структуры следует связывать с изменениями плотности пород коры до плотности мантийных пород в таких больших объемах, которые не предусмотрены современными моделями геодинамики.

На основании полученных результатов были произведены расчеты изостатически уравновешенных изменений мощности кристаллической части коры в процессе развития Большого Кавказа (рис. 2). Использовались плотности пород, приведенные в [5]. Базальные конгломераты нижней юры фиксируют кристаллическую континентальную кору ($\rho=2.83$) мощностью 40 км. Последующее погружение структуры и начало накопления глубоководных (3 км, $\rho=1.0$) бескарбонатных пелитов нижней юры обеспечивалось уменьшением мощности кристаллической части коры до 25 км. В конце стадии осадконакопления (15 км мощно-

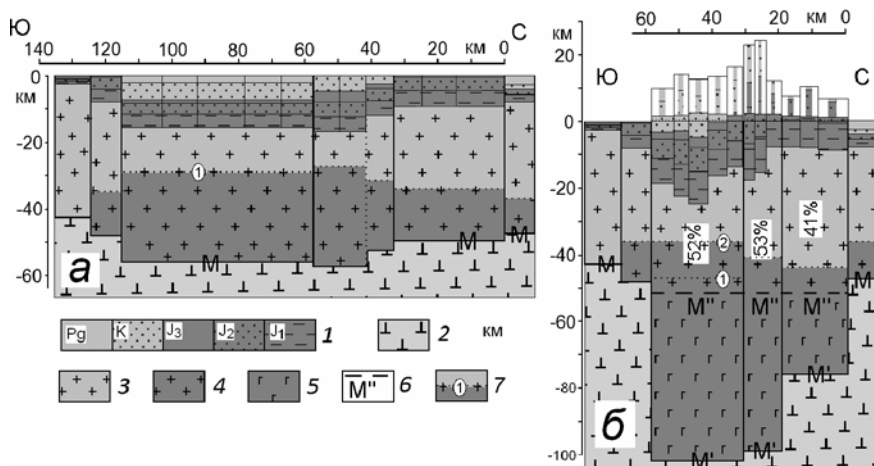


Рис. 2. Уточненная схема развития восточной части Большого Кавказа (использован рис. 7 из [4].

«а» – структура коры в конце стадии осадконакопления, «б» – расчетная современная структура коры. 1 – стратиграфические подразделения осадочного чехла; 2 – мантия, существовавшая до альпийского этапа развития; 3 – материал кристаллической части коры (коровые плотности); 4 – объемы пород коры, по расчетам увеличившие плотность до мантийных; 5 – объемы пород бывшей коры, которые сейчас регистрируются как мантийные; 6 – положения границы Мохо на разных этапах (М – на начало юры, М' – она же в современной структуре, М'' – современная Мохо по геофизическим данным); 7 – расчетные границы смены коровых и мантийных плотностей пород

сти осадков, $\rho=2.50$) мощность коры уменьшилась еще на 11.5 км до 13.5 км (рис. 2, «а», знак 7, отметка “1”). Сокращение блока на 52%, частично размытые осадки с высотой рельефа 1.5 км и глубиной фундамента 18 км показали современную расчетную мощность коры в 17.4 км (рис. 2, «б», знак 7, отметка “2”). Расчеты показали также, что породы, принадлежавшие первоначальному уровню Мохо (начало юры, 40 км) сейчас находятся на глубине около 100 км. Тем самым установлено, что объем кристаллической части коры, которая приобрела плотность мантии, может составлять до 60% от исходного объема.

Литература

1. Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С. Первый опыт диагностики геодинамических механизмов формирования складчатой структуры с помощью факторного анализа ее параметров (Большой Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. №4 (в печати)

Таблица. Факторные нагрузки параметров

Параметры ячеек; знаком “*” обозначены измененные параметры, остальные – вычислены			Факторные нагрузки	
			F1	F2
1	глубина кровли фундамента, стадия 1	b1*	0.022	0.790
2	горизонтальное укорочение	Sh*	0.938	-0.195
3	глубина кровли фундамента, стадия 2	b2	-0.736	0.665
4	глубина кровли фундамента, стадия 3	b3	-0.158	0.982
5	амплитуда неотектонического поднятия	b3–b2*	0.957	0.050
6	разница глубин фундамента, (стадии 3-1)	b3–b1	-0.219	0.853
Веса факторов, %			60	27

2. Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ линейной складчатости на примере альпийского Большого Кавказа. Диссертация на ученую степень докт. геол.-мин. наук по специальности 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика». ИФЗ РАН, 2015. 472 с.

3. Яковлев Ф.Л. Реконструкция складчато-разрывных структур в зонах линейной складчатости по структурным разрезам. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2017. 60 с.

4. Яковлев Ф.Л. Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012, Вып. 19, № 1. С. 191–214.

5. Трифонов В.Г. Проблемы горообразования (Альпийско-Гималайский пояс) // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН: материалы докладов конференции 8–12 октября 2012. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 1. С. 99–109.

МОЛОДЕЖНАЯ СЕКЦИЯ

А.С. Агеев, А.С. Егоров¹

Структурно-вещественные неоднородности земной коры в пределах региональных сдвиговых зон по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных

Региональные сдвиговые зоны – объект повышенного интереса во всем мире в связи с большой протяженностью и высокой сейсмичностью. Данные структуры зачастую локализуются в пределах агро-индустриальных густонаселенных регионов и активно изучаются геологическими службами США, Германии, России и др.

Тектоническая зона Сан Андреас.

Наиболее известной и полно изученной широчайшим комплексом геофизических методов является региональная сдвиговая зона Сан Андреас (США, Калифорния). В регионе ее развития проведены комплексные геолого-геофизические исследования, направленные на уточнение особенностей пространственного распределения тектонических нарушений, а также на изучение глубинной морфологии зоны. Результатами площадных геофизических исследований являются заключения о сложной блоковой структуре земной коры региона. Взаимодействие между геоблоками происходит в пределах сейсмически активных межблоковых зон, в которых локализуются развитые сети тектонических нарушений. Главный шов (разлом Сан Андреас) отвечает правосторонним транспрессионным движениям (образует S-образную форму). Разлом имеет значительное количество оперяющих дислокаций, распространяющихся на десятки километров по обе стороны от шва.

В сечениях геофизических профилей установлено, что система разломов Сан Андреас имеет сложную глубинную морфологию с прояв-

¹ Санкт-Петербургский горный университет

лением главного разлома и набора оперяющих дислокаций. Тектонические нарушения имеют листрическую форму и могут быть отчетливо прослежены по очагам землетрясений в пределах верхней коры (до 10–11 км). На данных глубинах происходит переход от хрупкой реологии к упруго-пластичному, упруго-вязкому характеру деформации [1]. Трассирование разлома ниже слоя ХПП затруднено, в связи с чем широкое распространение получили две теории о глубинной морфологии СА, в одной из которых отдается предпочтение сквозному характеру разлома (достигает границы М), а в другой – разлом «закрывается» на субгоризонтальный детачмент [2, 3]. Выделенный слой, исходя из представлений М.Г. Леонова, может аккумулировать латеральные течения смежных структурных этажей земной коры.

Тектоническая зона Верхнерейнского грабена детально изучается геологической службой Германии. Первоначальные представления о эволюционном развитии грабена базировались на предположении о доминантном влиянии кинематики растяжения. Однако, дальнейшие глубинные геофизические исследования установили асимметричность грабеновой структуры. Различия в глубинной морфологии разломов также было установлено в рельефе. Выделенные особенности предполагают наличие, наряду с растяжением, сдвиговых тектонических движений. Данные предположения были подтверждены исследованием фокальных механизмов землетрясений, которое установило наличие сдвиговой компоненты [4].

Глубинные сейсморазведочные исследования (МОВ-ОГТ) по субширотному профилю DEKORP 9N отражают структуру и положение сейсмических границ до глубин границы М. К сожалению, высокие энергопоглощающие свойства осадочных отложений не позволили детально идентифицировать структурные особенности земной коры непосредственно под грабеном. Однако, на разрезе детально прослеживается глубинная морфология принципиально важных субгоризонтальных границ, проявляющиеся как цепочки высокоамплитудных латерально протяженных рефлекторов. Одна из них отождествляется с границей М и располагается на интервалах глубин от 28 до 34 км с погружением в западном направлении. Тектоническая и физическая природа среднекорового слоя повышенного количества отражающих площадок остается дискуссионной.

Для исследования глубинной морфологии грабена авторами была проведена обработка сейсмического разреза DEKORP 9N в показателях рефлективности (количественный показатель плотности отражающих площадок на единицу площади). Данные о гипоцентрах землетрясений позволили наиболее точно трассировать разломы.

Результаты

Слой субгоризонтальных отражающих площадок наблюдается на глубинах 18–25 км. В латеральном прослеживании не наблюдается корреляция в изменении глубины залегания кровли субгоризонтального среднекорового слоя высокоамплитудных рефлекторов с границей М. Повышенное количество субгоризонтальных рефлекторов в средней коре может отражать зону деструкции. Асимметричность морфологии грабена может быть вызвана латеральными смещениями их глубинных каналов в периоды активизации тектонических движений по зоне деструкции.

Байкало-Становая тектоническая зона

Байкало-Становая региональная сдвиговая зона (БСРСЗ) проявляется как субширотная зона тектонических дислокаций, простирающаяся от юго-западного окончания оз. Байкал в восток-северо-восточном направлении до побережья Охотского моря. Строение БСРСЗ и роль в эволюции тектонических процессов региона особо отмечены Ю.Г. Гатинским, Д.В. Рундквистом и их коллегами, которые рассматривают эту неоген-антропогенную тектоническую зону в качестве «границы литосферных плит, находящейся на начальном этапе формирования» [6].

Картирование тектонических нарушений на дневной поверхности

Авторами была выполнена комплексная обработка и интерпретация геофизического материала в пределах области развития БСРСЗ. Основными источниками информации служили разномасштабные геологические карты, тектонические и неотектонические схемы, матрицы потенциальных полей и их трансформанты (пересчет в верхнее полупространство, расчеты локальных составляющих градиентов полей), также в работе была задействована дистанционная основа LANDSAT 7 (100*100 м) и карта теплового потока.

Основной процедурой в работе с геофизической информацией являлся пользовательский линеаментный анализ (геофизических полей, их трансформант и дистанционной основы), ориентированный на идентификацию линеаментов по характерным особенностям полей и изображений. На стадии геологической интерпретации полученная схема набора линеаментов сопоставлялась с неотектоническими дислокациями и результатами геологического картирования. На ряде спорных участков применялись более детальные материалы, а также привлекались результаты автоматического линеаментного анализа программы PCI Geomatica.

Результаты. Авторами было выделено два фланга зоны БСРСЗ: западный (до 124° В.Д. и восточный – после 124° В.Д. Главной особенностью западного фланга зоны, в отличие от восточного, является отчетливое прослеживание трассы магистрального разлома и обширного наличия второстепенных и оперяющих дислокаций. Отсутствие едино-

го глубинного шва структуры на всем ее протяжении, по мнению авторов, может говорить о неокончательной структурной сформированности данной региональной сдвиговой зоны.

Глубинное моделирование разрывных нарушений земной коры

Глубинное моделирование морфологии разломов проводилось по материалам, полученным в результате обработки опорного геофизического профиля 3-ДВ (южный участок). Основным источником информации при моделировании формы тектонических нарушений являлись: глубинный сейсмический разрез (МОВ-ОГТ), обработанный в показателях рефлексивности, глубинные модели потенциальных полей, геоэлектрический разрез. Прослеживание разломов на глубину базировалось на положении отражающих площадок и наличии очагов землетрясений.

Результаты. Трассирование закартированного на дневной поверхности главного шва структуры и второстепенных дислокаций установило их листрическую форму. Согласно сейсмическим данным было установлено выполаживание тектонических нарушений на субгоризонтальную пачку высокоамплитудных рефлекторов на интервале 9–18 км. Авторами сделано заключение о приуроченности к интервалу глубин 18–20 км изменение реологических свойств в земной коре. Субгоризонтальная пачка высокоамплитудных рефлекторов, по предположениям авторов, может являться слоем деструкции земной коры и аккумулировать послынное течение смежных структурных этажей земной коры.

Литература

1. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16–28.
2. Lupei Zhu. Crustal structure across the SAF, southern California from teleseismic converted waves // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 183–190.
3. Brocher T.M., McCarthy J. et al. Seismic evidence for a lower-crustal detachment beneath San Francisco Bay, California // Science. 1994. V. 265. P. 1436–1439.
4. Homuth B., Rümpler G., Deckert H., Kracht M. Seismicity of the northern Upper Rhine Graben – constraints on the present-day stress field from focal mechanisms // Tectonophysics. 2014. V. 632. P. 8–20. doi:10.1016/j.tecto.201405037
5. Гатинский Ю.Г., Прохорова Т.В., Рундквист Д.В. Блоки и геофизические поля Южной Сибири и прилегающих стран // Фундаментальный и прикладные вопросы геонаук. 2015. №2. URL: elibrary.ru #25079598 (10.05.2017).

**Выявление областей повышенной современной
геодинамической активности Приладожья по данным
тектонофизического моделирования**

Данная работа посвящена проблеме выделения проявляющих современную геодинамическую активность зон, расположенных на территории Приладожья (юго-восток Балтийского щита). Несмотря на то, что данный район традиционно рассматривается как слабосейсмичный, поставленная задача имеет прикладное значение, поскольку он расположен недалеко от крупного мегаполиса – Санкт-Петербурга. Согласно приведенным в сейсмическом каталоге Хельсинского университета данным, максимальная магнитуда землетрясений в Приладожье составляет 3.5 [6]. Сейсмические события магнитудой более 1 приурочены к выделенным по геолого-геофизическим данным разрывным нарушениям [4]. Это свидетельствует о фрагментарной активизации последних на современном этапе, которая, судя по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений, происходит в обстановке субгоризонтального северо-западного сжатия [8].

Проведенное авторами компьютерное моделирование с помощью программы «Roxar» позволило выявить области возможного формирования новых небольших разрывных нарушений в современном поле напряжений. Исходными данными для построения модели являлись высотные отметки рельефа (в том числе рельефа дна Ладожского озера) [1, 5], информация о пространственном рисунке древних разрывных нарушений [4] и ориентировке оси максимального сжатия [8]. Методика моделирования заключается в построении грид-поверхности по высотным отметкам рельефа; на нее наносится сетка разрывных нарушений, затем задается ориентировка оси максимального сжатия. Расчет участков возможного трещинообразования производится с помощью модуля «Fracture modelling». При этом принимается ряд допущений: все разрывные нарушения считаются вертикальными и не пересекающимися, напряженное состояние рассматривается как плоское, величина напряжения достаточна для формирования новых разрывов. Более подробно методика моделирования рассмотрена в работе [3]. Аналогичные алгоритмы расчета используются при прогнозе землетрясений [7].

Сопоставление результатов моделирования с данными о сейсмичности Приладожья показало, что все эпицентры землетрясений малых маг-

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

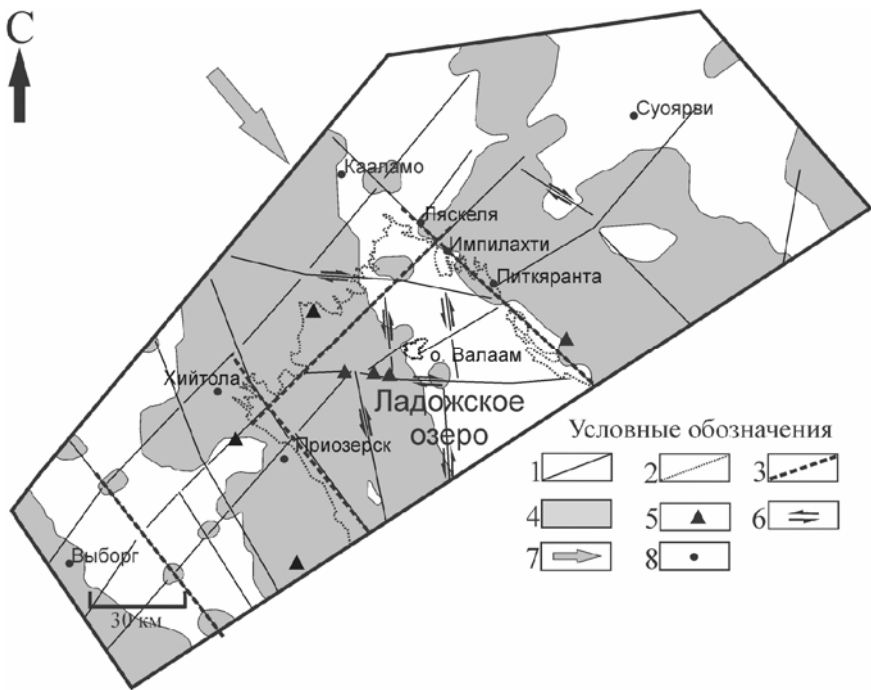


Рисунок. Схема расположения участков возможного формирования новых трещин в современном поле напряжений.

1 – разрывные нарушения, по [4]; 2 – контуры береговой линии; 3 – сейсмолинеаменты, по [2]; 4 – области возможного формирования новых небольших разрывных нарушений (по данным компьютерного моделирования); 5 – эпицентры землетрясений малых магнитуд, по [6]; 6 – направления перемещения по разрывным нарушениям, активизировавшихся при малых величинах деформации в ходе аналогового моделирования; 7 – ориентировка оси сжатия на современном этапе, по [8]; 8 – населенные пункты

нитуд, а также ограничивающие Ладожский грабен сейсмогенерирующие структуры [2] находятся в пределах выделенных областей возможного трещинообразования. Несколько таких областей расположены вдоль Выборгского сейсмолинеамента северо-западного простира-ния, что свидетельствует в пользу достоверности модели (рисунок).

С помощью аналогового тектонофизического моделирования были выделены разломы, по которым могут происходить перемещения в современном поле напряжений. Методика работ сводится к тому, что в образце из вязкой глины были прорезаны ограничивающие жесткие блоки «ослабленные зоны», конфигурация которых в плане соответст-

вует пространственному рисунку древних разрывных нарушений [4]. Образец подвергался сжатию, направление которого согласуется с ориентировкой оси максимального сжатия на современном этапе. В начале эксперимента перемещения происходили вдоль границ блоков, расположенных под острым углом к оси сжатия (рисунок). Максимальные амплитуды сдвиговых перемещений были приурочены к «ослабленной зоне», которой отвечает сейсмически активное разрывное нарушение запад-северо-западного простирания в северной части Ладожского озера. В дальнейшем были отмечены смещения вдоль зон, соответствующих сейсмогенерирующим структурам северо-западного простирания, ограничивающим впадину Ладожского озера [2]. По-видимому, они обусловлены характером перемещений блоков, начавшихся на более ранних стадиях деформационного процесса.

Таким образом, с помощью компьютерного моделирования выделены участки вероятного формирования новых небольших разрывов, в пределах которых на современном этапе происходят землетрясения малых магнитуд. Аналоговое моделирование показало, что при небольших величинах деформации происходит активизация древних разрывных нарушений, ориентированных под острым углом к оси максимального сжатия, а на поздних стадиях деформационного процесса смещения локализуются вдоль сейсмически активных разломов северо-западного простирания, ограничивающих Ладожский грабен.

Литература

1. Карта глубин Ладожского озера. Масштаб 1 : 250 000, 1988. Режим доступа: www.ladoga-lake.ru/maps/navi-su-jump.php.
2. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности»: Тез. докл. Нерюнгри: Изд-во Технического института СВФУ, 2015. С. 243–251.
3. Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)», 2012. Режим доступа: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnye-posobiya-2
4. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2004. Вып. 7. С. 55–74.
5. http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_srtm30.cgi (цифровая модель рельефа)
6. <http://www.seismo.helsinki.fi/EQ-search/query.php> (сейсмический каталог Хельсинского университета)

7. King G., Cocco M. Fault Interaction by Elastic Stress Changes; New Clues from Earthquake Sequences // *Geophysics*, 2001. V. 44. P. 1–46.

8. Slunga R.S. The Baltic shield earthquakes // *Tectonophysics*. 1991. V. 189. N 1–4. P. 32–331.

А.О. Агибалов, В.А. Зайцев¹

Морфометрические исследования территории Приладожья

Территория Приладожья, расположенная в юго-восточной части Балтийского щита, относится к отличающимся сложным геологическим строением областям, испытывающим активизацию в новейшее время. С целью оценки характера новейших движений в этом регионе использовался комплекс морфометрических методов. На основе топографических карт масштаба 1: 100 000 выделено 6 порядков речных долин методом Стралера–Философова, описанным в работе [7]. На основе карты порядков долин построены карты базисных поверхностей, распространенных на всей рассматриваемой территории долин 1–3 порядков с помощью программы «ArcGis». Методика работ заключается в том, что места впадения долин более низкого порядка в долины более высокого порядка или озера были отмечены точками, которым по цифровой модели рельефа с помощью инструмента «Извлечь значения в точки» присвоены значения высотных отметок рельефа. Интерполяция значений проведена методом обратно взвешенных расстояний. Поскольку области относительно малых заложений между изобазитами, по мнению В.П. Философова, приурочены к новейшим тектоническим поднятиям [7], были составлены карты крутизны базисных поверхностей долин 1–3 порядков, которые принципиально не отличаются друг от друга. На них выделяются зоны малых заложений между изобазитами, расположенные вдоль северо-восточного и северо-западного побережий Ладожского озера. По-видимому, их расположение связано с геологическим строением рассматриваемой территории. Вдоль северо-восточного побережья Ладожского озера протягивается сейсмически активный Салминский разлом [4]. Параллельно северо-западному побережью Ладожского озера ориентированы линейная сейсмогенерирующая структура [4], область повышенных значений проницаемости [6] и зона флексуро-

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

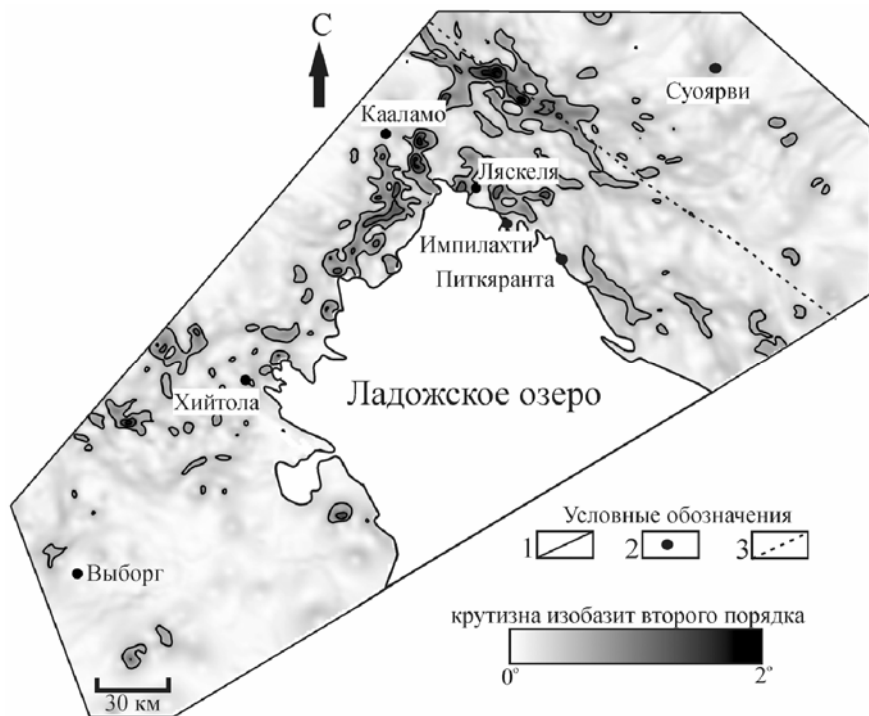


Рис. 1. Карта крутизны изобазит второго порядка.

1 – изолинии крутизны изобазит; 2 – населенные пункты; 3 – Раахе-Ладожская зона

образного перегиба земной коры северо-восточного простирания [2]. Расположенная в восточной части рассматриваемой территории линейная область северо-западного простирания, отличающаяся крутым заложением изобазит, подчеркивает фрагмент региональной Раахе-Ладожской линейной зоны, отделяющей Карельский кратон от Свеккофенского пояса (рис. 1).

По карте порядков долин путем присвоения середине каждого водотока значения его длины составлены схемы изолонг – линий равной длины водотоков одного порядка. Интерпретация результатов применения метода изолонг основывается на том, что растущее поднятие находит отражение в рисунке гидросети в виде серии сближенных коротких водотоков, радиально расходящихся от вершины поднятия. На картах изолонг эти поднятия проявляются как изометричные аномалии с низкими значениями длин водотоков одного порядка [5]. На картах изолонг 1 и 3 порядков хорошо выражена область повышенных значений длин водотоков, расположенная юго-восточнее Выборга, которая рас-

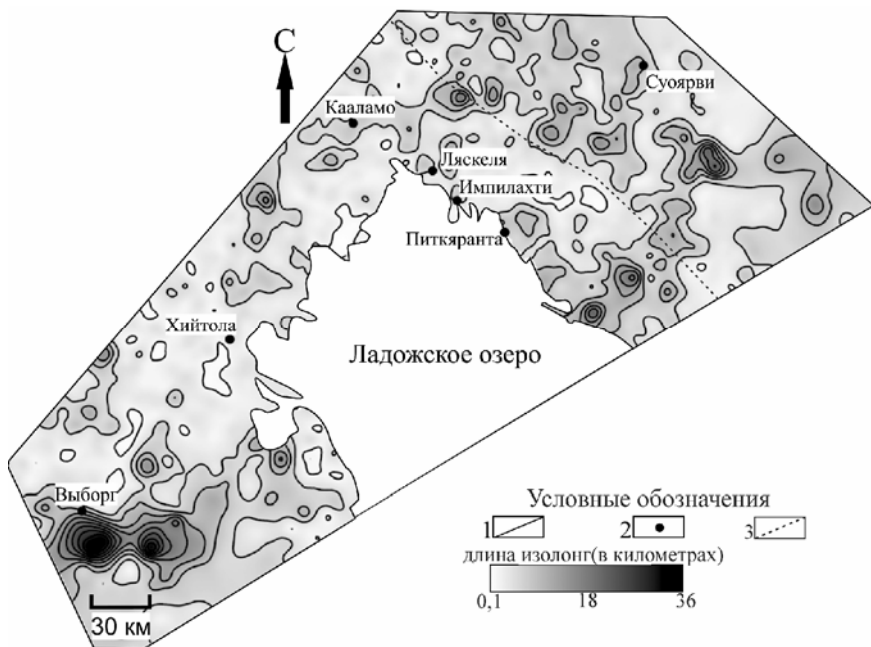


Рис. 2. Карта изолонг первого порядка.

1 – изолонги; 2 – населенные пункты; 3 – Раахе-Ладожская зона

сма­три­ва­ет­ся как зо­на опу­ска­ния. Се­ве­ро-за­пад­ное по­бе­ре­жье Ла­дож­ско­го озе­ра мож­но ин­тер­пре­ти­ро­вать как об­ла­сть под­ня­тия, а восточ­ная часть рас­сма­три­вае­мо­го рай­она ха­рак­те­ри­зу­ет­ся слож­ным но­вей­шим струк­тур­ным пла­ном. Ин­те­рес­но от­ме­тить, что рас­по­ло­жен­ная восточ­нее Раа­хе-Ла­дож­ской зо­ны юж­ная часть Карель­ско­го кра­то­на не вы­де­ля­ет­ся как об­ла­сть под­ня­тия, не­смот­ря на то, что она от­ли­ча­ет­ся по­вы­шен­ны­ми зна­че­ни­я­ми вы­со­т­ных от­мет­ок бло­ков, вы­де­лен­ных на ос­но­ве ана­ли­за ре­лье­фа. На кар­те изолонг этой струк­ту­ры со­от­вет­ст­вует гра­ни­ца, от­де­ля­ю­щая об­ла­сть под­ня­тия, рас­по­ло­жен­ную в рай­оне по­се­лка Им­пи­лах­ти, от со­пре­дель­ной об­ла­сти опу­ска­ния (рис. 2). Ко­эф­фи­ци­ент кор­ре­ля­ции Пир­со­на ме­жду кар­та­ми изолонг 1 и 3 по­ря­дка со­став­ляет 37%, что ука­зы­ва­ет на ус­той­чи­вость ха­рак­те­ра вер­ти­каль­ных дви­же­ний во вре­мя фор­ми­ро­ва­ния ре­ч­ных до­лин со­от­вет­ст­вую­щих по­ря­дков. Ис­хо­дя из сред­ней ско­ро­сти вре­за­ния рав­нин­ных рек на плат­фор­мах 0.4 мм/год [3], мож­но пред­по­ло­жить, что воз­раст до­лин 1 по­ря­дка со­став­ляет око­ло 1 тыс лет. В та­ком слу­чае, до­ли­ны 2 по­ря­дка воз­ник­ли в пе­ри­од ла­дож­ской транс­грес­сии (2400–2800 лет на­зад), со-

проводившейся значительной перестройкой гидросети [1]. Это предположение позволяет объяснить существенные отличия карт изолонг 2 порядка от аналогичных карт 1 и 3 порядков.

Таким образом, анализ карт изолонг и крутизны изобазит позволил выявить активные в новейшее время структуры Приладожья и определить характер вертикальных движений на данной территории.

Литература

1. Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А. Новые данные по голоценовой истории Ладожского озера / Под ред. Давыдовой Н.Н., Кошечкина Б.И. Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб., 1993. С. 61–73.

2. Никонов А.А. К неотектонике Ладожской депрессии // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 80–83.

3. Никонов А.А. С какой скоростью врезаются реки? // Природа. 1971. № 5. С. 30–39.

4. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинементы и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности»: Тез. докл. Нерюнгри: Изд-во Технического института СВФУ, 2015. С. 243–251.

4. 5. Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях / Под ред. Герасимова И.П. М.: Недра, 1970. 293 с.

6. Схема проницаемости земной коры Европейской части СССР по данным гелиевых исследований / Гл. ред. Еремеев А.Н. М-б 1: 2 500 000. М., 1983.

7. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / Под ред. Корженевского А.А. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1960. 91 с.

Новые данные голоценовой сейсмичности юго-восточного Приладожья

Деформационные текстуры в рыхлых отложениях используются в настоящее время для идентификации палеоземлетрясений, определения их параметров и сейсмического районирования территорий, для которых неизвестны исторические или инструментально-зафиксированные сейсмические события [1]. Широкое распространение таких текстур – сейсмитов – в поздне- и послеледниковых отложениях юго-восточного Приладожья было недавно установлено работами Ю.С. Бискэ, М.В. Шитова и И.В. Сумаревой [1, 2], которые связали их с позднеголоценовым «Свирско-Оятским палеосейсмическим событием». Следует отметить, что выводы о голоценовой сейсмичности района, а также важные следствия из них – решение задач общего сейсмического районирования и обоснованности современных представлений о геодинамике северо-запада Русской платформы в области юго-восточного окончания Пашско-Ладожского авлакогена, требуют дополнительных доказательств. Так, например, А.А. Никонов не включил Свирско-Оятское событие в каталог палеоземлетрясений российской части Балтийского щита и его обрамления [3].

Нами в ходе полевых работ 2014–2016 гг. научно-исследовательской практики по четвертичной геологии СПбГУ под руководством М.В. Шитова было произведено детальное изучение ряда опорных разрезов с деформационными текстурами в поздне- и послеледниковых отложениях юго-восточного Приладожья (рис. 1). Все изученные разрезы находятся в области распространения позднеголоценовой ладожской трансгрессии и характеризуются трехчленным строением: две бассейновые пачки позднеледниковая–раннеголоценовая и позднеголоценовая разделены субаэральными образованиями атлантико-раннесуббореального возраста [1]. Нижняя пачка представлена озерно-ледниковыми ленточными глинами, а также алевро-песчаными отложениями мощностью до 6 м. Верхняя пачка сложена песчаными озерными и алевро-песчаными озерно-аллювиальными отложениями ингрессивных фаций мощностью до 2,5 м. Последние составляют 10–11-метровую региональную террасу ладожской трансгрессии.

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

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



Рис. 1. Местонахождения разрезов со Сви́рьско-Оятскими сейсмитами
 1 – р. Сви́рь, пос. Сви́рьстрой-2; 2 – р. Сви́рь, ниже г. Лодейное По́ле; 3 – р. Сви́рь, ниже ур. Ки́рпичный За́вод; 4 – р. Сви́рь, ур. Кала́ч; 5 – р. Оя́ть, дер. Че́гла.

Всего авторами были описаны четыре непрерывных разреза общей протяженностью 915 м, семь расчисток на р. Сви́рь и пройдены одиннадцать шурфов на р. Оя́ть. Также в разрезе на р. Оя́ть для установления наклона поверхности палеорельефа и возможной связи деформаций с оползанием осадка, было проведено непрерывное геометрическое нивелирование границ геологических тел на протяжении 500 м. Получены также пять новых C^{14} изотопных датировок по торфу и погребенной почве, разделяющих две бассейновые пачки, в радиоуглеродной лаборатории СПбГУ (В.Ю. Кузнецов) и произведено 2843 фотографии структурно-текстурных особенностей строения отложений и взаимоотношений геологических тел разного масштаба в разрезах на р. Оя́ть и р. Сви́рь.

Для идентификации сейсмитов, с учетом известной конвергентности признаков различных по генезису деформационных текстур [4], на различных стратиграфических уровнях выделялись деформационные ансамбли (парагенезы), образование которых связано с различными

движущими силами – силой тяжести (подводно-оползневые явления и инверсия плотностей в слоистых системах) или ликвифакцией/флюидизацией. Затем производилась стандартная процедура последовательного исключения всех возможных триггерных механизмов, которые могли вызвать указанные явления (см., например, [5]). Широкое распространение в данном районе позднеплейстоценовых криотурбаций и морозобойных трещин (син- и эпигенетических) осложняло решение задач.

В результате установлено, что в изученных разрезах распространены деформации почти всех известных морфогенетических типов (водоотводные выступы, песчаные вулканы, гомогениты, «рулонные псевдонодули», нептунические дайки) по классификации К. Монтена [5]. Деформации образуют устойчивые ансамбли (парагенезы) и прослеживаются в латеральном направлении на расстояние не менее чем 26 км, по крайней мере, на двух стратиграфических уровнях – позднеледниковом и позднеголоценовом. Эти ансамбли соответствуют всем известным формальным критериям идентификации сейсмитов (см., например, [5]) и связаны, вероятно, с двумя палеосейсмическими событиями. Более древнее из них фиксируется в разрезе на р. Оять по экзотическими блокам, перемещенным на расстояние не менее 10 м и другим разнообразным деформациям. По растительному детриту из блоков получена датировка 10500 ± 250 л.н. (ЛУ-7975). С этими деформациями коррелируют сейсмита в разрезе на р. Свирь в урочище «Кирпичный завод» с миниатюрными сбросами и взбросами, водоотводными выступами, гомогенитами и «рулонными псевдонодулями». Позднеголоценовое – «Свирско-Оятское» событие – устанавливается по деформационным текстурам в верхней части разреза на р. Оять, в которые вовлечена и погребенная среднеголоценовая почва, по которой получены датировки 6190 ± 100 л.н. (ЛУ-7977) и 6030 ± 110 (ЛУ-7978). При этом, отмечено отсутствие корреляции латерального распространения, стиля, интенсивности и разнообразия деформаций с уклонами палеорельефа. Следы этого события фиксируются также в разрезе на р. Свирь напротив о. Конев, где распространены автокластические брекчии – «муаровые текстуры» с деформированными погребенными почвами, по которым получена датировка 5660 ± 80 л.н. (ЛУ-6399).

Таким образом, «Свирско-Оятское» событие находит новые подтверждения и его параметризация согласно [1, 2] не встречает принципиальных возражений. Южное Приладожье испытало гораздо более раннюю дегляциацию по сравнению с Балтийским щитом, для которого обычно привлекается гляциосеймотектоническая модель [6]. Поэтому авторы [1, 2] для объяснения позднеголоценовой сейсмичности района предположили, что ее триггером явилось повышение уровня Ладожского озера в ходе позднеголоценовой (ладожской) трансгрессии, как это

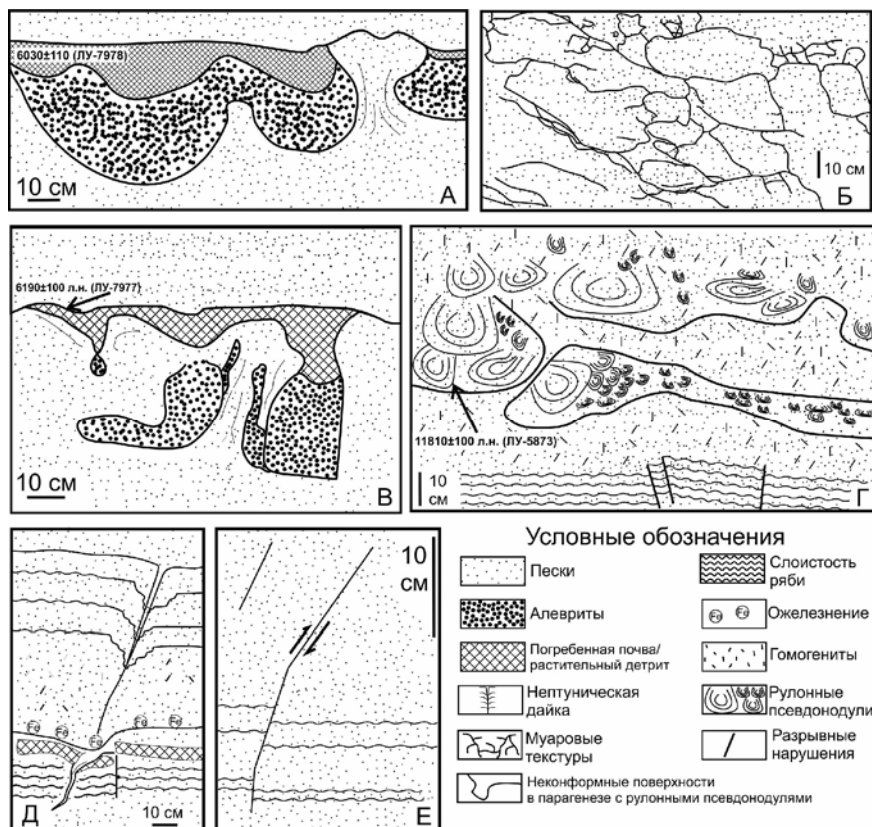


Рис. 2. Разнообразие деформационных текстур

бывает при заполнении современных водохранилищ, и активизация древних структур в области Пашско-Ладожского авлакогена. Однако нельзя исключать и развития в южной оконечности авлакогена сейсмогенерирующей инверсионной структуры сжатия. Судя по данным различных авторов, такая структура намечается в районе 1350 км сейсмического профиля (геотрансекта) ЕВ-1 более [7] или менее уверенно [8]; ее признаки фиксируются и на 80 км региональных сейсмических профилей МОГТ и МОВЗ Новая Ладога – Ошта [9].

На картах современных вертикальных движений земной поверхности [10] южная часть Пашско-Ладожского авлакогена никак не выражается: район рек Паши и Ояти вместе со всем южным и юго-восточным сектором побережья Ладожского озера относится к области

слабых опусканий со скоростью около 1.0 мм/год. Вместе с тем, некоторые геоморфологические признаки указывают на более сложный характер современных движений. Допуская здесь существование инверсионной структуры, можно предполагать и другой триггер позднеголоценовой сейсмичности – реакцию на резкое снижение уровня воды при завершении ладожской трансгрессии, по аналогии с классической гляциосейсмотектонической моделью [6].

Литература

1. Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 2009. Вып. 1.
2. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Сумарева И.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. II. Параметры // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 2010. Вып. 3.
3. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Матер. Междунар. Конфер. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». 23–25 сентября 2015 г. Нерюнгри, 2015. С. 243–251.
4. Shanmugam, G. The seismite problem // J. Palaeogeography, 2016. V. 5. N 4. P. 318–362.
5. Montenat Ch., Barrier P., Ott d'Estevou Ph., Hibsich Ch. Seismites: An attempt at critical analysis and classification // Sedimentary Geology. 2007. V. 196. P. 5–30.
6. Stewart I.S., Sauber J., Rose J. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity // Quaternary Science Reviews. 2000. V. 19. P. 1367–1389.
7. Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Терехов Е.Н. Структура и эволюция Андомского сегмента юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. 2016. № 4. С. 48–67.
8. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможняя Н.Г., Каплан С.А., Сулейманов А.К. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее–палеозое по данным геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное Поле-Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65–94.
9. Ступак В.М., Лещенко Н.В. Результаты комплексной интерпретации материалов МОГТ и МОВЗ в Юго-Восточной Фенноскандии // Технологии сейсморазведки. 2008. № 2. С. 48–52.
10. Энман С.В. Современные вертикальные движения земной поверхности на Карельском перешейке и близлежащих территориях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 23–32.

**Физическое моделирование развития островных блоков
в пределах континентальных окраин (на примере
Синайского полуострова и о. Шри-Ланка)**

Рассмотрены особенности образования и эволюции континентальных микроблоков, формирующихся на пассивных континентальных окраинах, но не полностью отторженных от материка и остающихся в виде погруженных плато, или островных блоков в пределах переходных зон. Они формируются в результате раскола континентальной литосферы в процессе континентального рифтогенеза, переходящего в океанический спрединг. Примерами островных структур подобного типа являются Синайский п-ов, о. Шри-Ланка, о. Сокотра. Для понимания факторов, влияющих на последовательное формирование рифтовых трещин, применялся метод экспериментального физического моделирования. Метод позволяет понять каким образом образовались эти структуры, и какие исходные условия континентального рифтинга привели к их образованию. Благодаря проведенным экспериментам удалось выявить закономерности и основные этапы в развитии таких островных блоков.

Как показано в работе [Шеменда, 1983], применяемые при данном типе моделирования модельные материалы обеспечивают выполнение подобия по таким параметрам, как предел текучести, плотность. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно активными добавками. Модельный материал обладает упруго-вязко-пластическими свойствами, зависящими в количественном и качественном отношении от состава, температуры и технологии приготовления моделей. Варьируя эти параметры и условия эксперимента, можно добиваться необходимых качественных и количественных свойств модельных материалов, удовлетворяющих критериям подобия. Так, например, для моделирования процессов образования рифтовых трещин в осевых зонах срединно-океанических хребтов, значения температуры и скорости деформации подбирались таким образом, чтобы модельное вещество в условиях эксперимента на поверхности разрушалось как хрупкое тело, т.е. путем развития в нем индивидуальных трещин.

¹ Московский государственный университета им. М.В. Ломоносова, Геологический ф-т

² Московский государственный университета им. М.В. Ломоносова, Музей Землеведения

Опыты проводились на экспериментальной установке, представляющей собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Обогреватели, расположенные внутри установки, поддерживали равномерное температурное поле модельного вещества в процессе проведения экспериментов. Электромеханический привод и методика подготовки модели позволяли проводить деформации модельной плиты с переменными скоростями растяжения, с разными направлениями растяжения (ортогональный, наклонный или косой спрединг) и разными значениями толщины модельной литосферы, отвечающими быстро и медленно раздвигающимся спрединговым хребтам [Грохольский, Дубинин, 2006]. В процессе деформации плита проходит стадии как симметричного (пластичное разрушение), так и асимметричного (хрупкое разрушение) утонения.

Важной частью постановки экспериментов являлось установление первоначальной геометрии формирующихся при расколе рифтовых трещин и выявлении структурно-вещественных неоднородностей в дораскольной литосфере. Для этого были проанализированы геологические данные по изучаемым природным объектам. С целью выявления закономерностей образования микроблоков (островных структур в пределах переходной зоны), их размеров и формы было проведено около 70 экспериментов. В процессе их проведения изучалось влияние различных параметров на строение в модели на начальных этапах экспериментов. К ним относятся горизонтальное и вертикальное смещение между рифтовыми трещинами, их протяженность, а также угол между ними. В экспериментальных сериях последовательно изменялся один параметр, для того чтобы проследить его влияние на формирование и особенности развития образующегося микроблока.

Изучение образования микроконтинентов, на стадии континентального рифтогенеза предусматривает последовательное развитие различных деформационных структур растяжения. Проведенные серии экспериментов позволили выделить несколько стадий их формирования.

Первый этап. В реальной литосфере этот этап соответствует расположению рифтов, когда они еще не испытывают влияния друг на друга. В эксперименте на поверхность приготовленной модельной плиты наносятся разрезы (рифтовые трещины). Их геометрия: длина, угол наклона к направлению растяжения и др. от опыта к опыту менялась.

Второй этап. В процессе растяжения модели происходит продвижение одной или обеих трещин навстречу друг другу, приводящее к образованию зоны перекрытия рифтовых трещин. В этой зоне они начинают взаимодействовать друг с другом, постепенно изменяя свою гео-

метрию. Рифты начинают продвигаться навстречу друг другу, располагаясь перпендикулярно направлению растяжения независимо от их первоначального простирания. После образования зоны перекрытия происходит полное или неполное замыкание (соединение) трещин.

Третий этап. Начинается сразу после соединения трещин. Зона перекрытия преобразуется в обособленный микроблок. Блок начинает вращение в двух или в одной плоскостях (горизонтальной и вертикальной). На характер вращения блока в той или иной плоскости существенное влияние оказывает напряженное состояние всей области деформации взаимодействия рифтовых трещин, его асимметрия, которая определяется начальными условиями (геометрией трещин, толщиной литосферы и скоростью растяжения). Они в свою очередь оказывают влияние на характер формирования блока, его размер и форму. Хорошим примером 3 этапа развития является современное состояние блока Синайского полуострова. Суэцкий блок с запада ограничен Суэцким рифтом, который представляет собой отмершее окончание Красноморского рифта. С востока Суэцкий блок ограничен рифтом Акаба, который является молодым, раскрывающимся присдвиговым бассейном, развивающимся в настоящее время.

Четвертый этап. Аккреция «новой» океанической коры и заложение главной оси спрединга на одной ветви модельного рифта и прекращение растяжения (отмирание) на другой ветви рифта, приводящее к образованию авлакогена. Данной стадии отвечает формирование блока островной структуры о. Шри-Ланка. Геологических данных о структурах, обрамляющих остров недостаточно, но известно, что остров был отделен от Индийской и Антарктической плит [Sinha et al., 2015]. С запада он отделен от Индии проливом Маннар, имеющим рифтогенную природу и согласно геофизическим данным [Desa, Ramana, 2006], подстилающимся корой океанического типа. Значит в бассейне Маннар рифтинг перешел в начальную стадию спрединга, но в настоящее время рифтовая зона не развивается и бассейн Маннар представляет собой структуру типа авлакогена. С востока остров ограничен пассивным участком трансформного разлома, так, что восточная часть о. Шри-Ланка, по всей видимости, представляет собой сдвиговую пассивную континентальную окраину. На основе проведенных экспериментов можно заключить, что выделенные стадии в экспериментах помогают понять последовательность развития и характер деформаций микроблоков и к какой стадии относится та или иная островная структура в природе в настоящее время.

Из изучения развития рифтов, ограничивающих островные структуры в пределах рифтогенных переходных зон, проведенного с помощью

физического моделирования для примеров микроблоков Синайского полуострова и острова Шри-Ланка, можно сделать вывод, что обе структуры имели близкие стадии развития и формировались в условиях развития рифтов с близкими геометрическими параметрами. Отличаются данные структуры разными стадиями развития. Синайский блок прошел три этапа формирования, а блок Шри-Ланка прошел четыре этапа формирования.

Чтобы определить более детально развитие подобных структур необходимо при экспериментальном изучении принимать во внимание гетерогенность геологического строения дораскольной литосферы и начальную геометрию рифтовых трещин. Именно эти факторы будут оказывать существенное влияние на эволюцию и характер деформаций блоков, формирующихся в зонах перекрытия рифтовых трещин.

Из изучения островных структур следует, что в процессе континентального рифтинга на пассивной континентальной окраине при растяжении литосферы и переходе к океаническому спредингу возможно формирование блоков-микроконтинентов отделяемых от материнских континента рифтом, не закончившим своё развитие, т.е. авлакогеном, без разрыва сплошности континентальной коры. В данном случае формируются погруженные выступы на континентальных окраинах или островные структуры. В относительно однородной плите формирование подобных структур происходит при взаимодействии продвигающихся навстречу друг другу двух рифтовых трещин. Первоначальное расположение рифтовых трещин не существенно влияет на направление их продвижения. Как правило, в процессе растяжения они стремятся расположиться, перпендикулярно направлению растяжения и в дальнейшем, сблизившись, оконтуривают блок, который испытывает вращательные деформации как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Этот процесс сопровождается локальными перескокам оси спрединга и формированием хотя бы на одной из рифтовых ветвей ноообразованной океанической коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект № 15-05-03486.

Литература

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.

Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10-19.

Sinha S.T., Nemcok M., Choudhuri M., Sinha N., D. Pundarika Rao. The role of break-up localization in microcontinent separation along a strike-slip margin: the East India–Eran Bank case study // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. V. 431.

М.О. Беляев¹, М.В. Коротаев

Применение метода сбалансированных разрезов для моделирования эволюции структурного плана южной части складчато-надвигового пояса Субандино (Боливия)

Метод сбалансированных разрезов, разработанный в 50–60-х годах прошлого века, является мощнейшим инструментом изучения тектонической структуры фронтальных частей складчато-надвиговых поясов. В данной работе он применен для изучения южной части складчатого пояса Субандино (Боливия). Целью данной работы является восстановление додеформационных взаимоотношений слоёв и реконструкция истории формирования структур.

Построение сбалансированных разрезов и объемных моделей проводилось в программном комплексе «Move» компании «Midland Valley». Процесс построения восстановленных разрезов (объемов) включал в себя удаление последствий смещений по разломам; распрямление складок, восполнение объема и длины уплотненных или эродированных слоев.

В южной части пояса Субандино стратиграфический разрез отложений от докембрия до кайнозоя представлен наиболее полно. Надежно установлены 4 осадочных цикла: Таксарианский (объединяет отложения S_{m-O_1}), Кордильерский (O_3-D), Субандский ($C-T$) и Андский ($MZ-KZ$). Отложения последних трёх циклов выходят на поверхность и вскрываются скважинами.

Образование надвигов и складок в области Субандино Сюр началось на западе и постепенно продвигалось на восток, захватывая все новые территории. Большей частью, складки являются концентрическими и округлыми, для них характерна значительная величина межслоевого скольжения. В плане складки линейные и весьма протяженные, от десятков до сотен километров. Подобная геометрия объясняется отсутствием значительных региональных изменений в стратиграфии

¹ Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ческой последовательности слоев (отсутствием выклинивания мощных толщ) и постоянстве мощности слоёв [1].

В области Субандино выделяется три основные тектонические провинции, разделенные главными региональными разломами: главный Андский фронтальный надвиг, отделяет Анды от зоны Субандино; надвиг Мандийюити делит пояс Субандино на западную и восточную провинции; надвиг Мандеяпекуа, отделяет складчато-надвиговую зону Субандино от форландового бассейна Чако.

Западная и Восточная провинции зоны Субандино Сюр различаются между собой по структурному стилю деформаций. К западу от разлома Мандийюити, преобладают разломы с ступенчатой геометрией, к востоку – надвиги в большей степени планарные. В западной провинции в состав аллохтона входят ордовикские отложения, тогда как в восточной – нет. В западной части может формироваться локальный уровень срыва внутри формации Ипагуазу там, где в разрезе присутствуют гипсовые породы [1].

Разрез осадочного чехла можно разделить на три структурных этажа.

Нижний структурный этаж включает в себя отложения силура (в западной провинции – ордовика) и девонские формации Санта Роза, Икла и Хуамампампа. Нижний структурный этаж ограничен подошвенным и кровельным (внутри формации Лос Монос) detachmentами, и имеет постоянную мощность около 2500 м.

Средний структурный этаж включает в себя среднюю часть формации Лос Монос, мощностью от 600 до 1000 метров. Деформации внутри среднего структурного этажа определяют пространственное строение верхнего структурного этажа и, в частности особенности залегания слоев, наблюдаемые на дневной поверхности в области Субандино Сюр.

Слои верхнего структурного этажа формируют концентрические антиклинали, с довольно круто падающими крыльями, угол наклона которых зависит от вертикального увеличения мощности пород (т.е. от степени сжатия) среднего структурного этажа. Антиклинали могут быть асимметричными, западные крылья обычно имеют углы наклона от 30° до субвертикальных, восточные крылья падают более круто, вплоть до опрокинутого залегания.

Восстановление эволюции структурного плана представляло собой построение сбалансированных разрезов и объемных моделей, что позволило «снять» структурные деформации, вызванные горообразованием, и восстановить строение области Субандино на момент, предшествовавший кайнозойским складчато-надвиговым событиям.

При выполнении структурных реконструкций были учтены основные принципы метода сбалансированных разрезов: длина и площадь поверх-

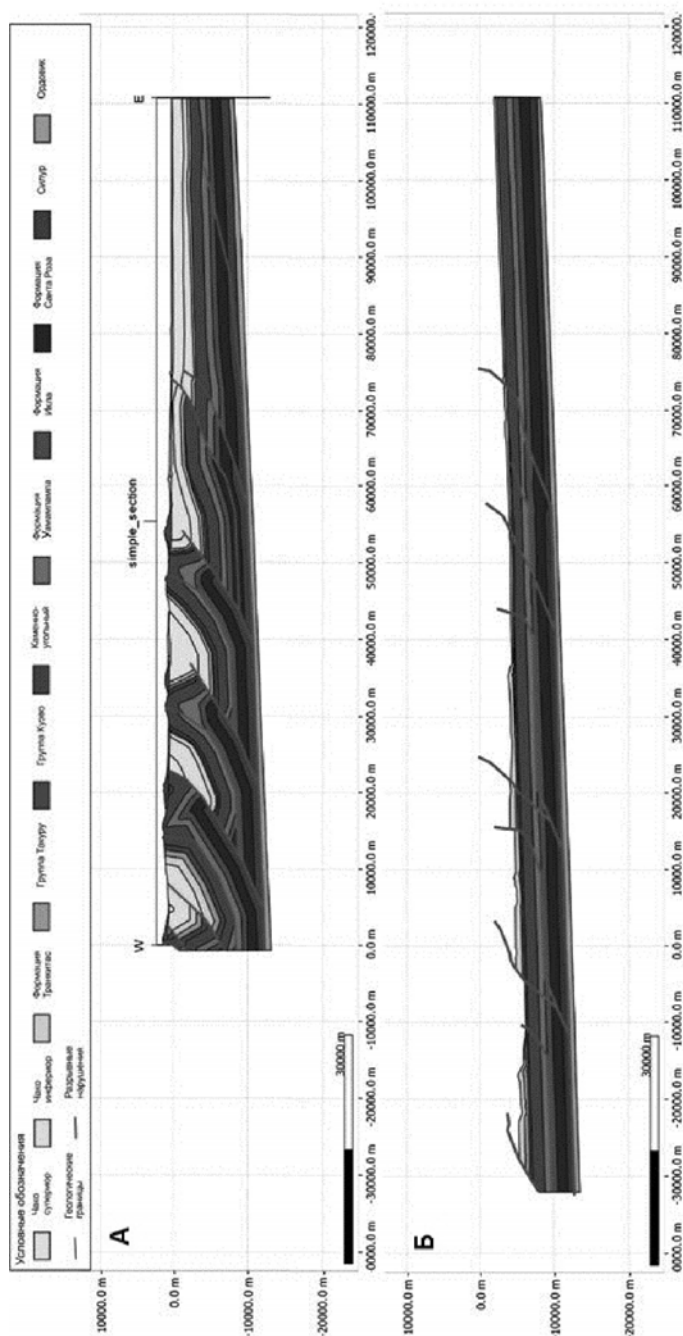


Рис. 1. Сбалансированный (А) и восстановленный (Б) разрезы через южную часть складчатого пояса Субандино

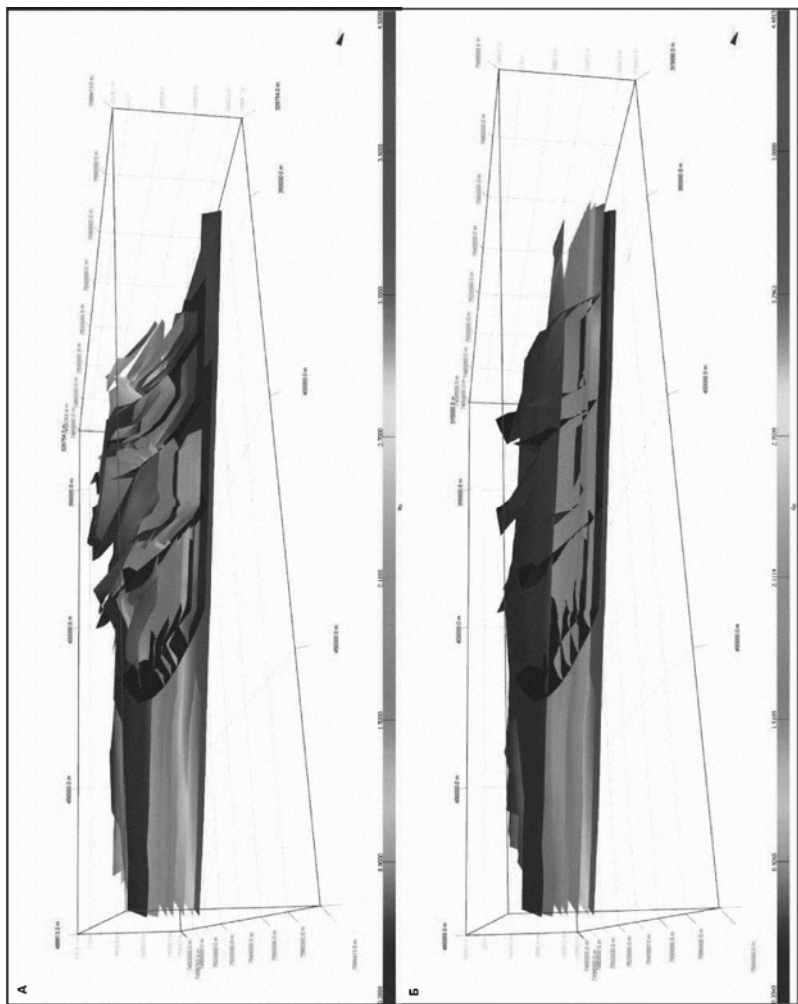


Рис. 2. Трёхмерная структурная модель южной части складчатого пояса Субандино (А) и трёхмерная палинпа-
стическая реконструкция (Б). Цветовая шкала поверхностей отображает значения ПОС витринита на конце
доскладчатой эпохи

ности каждого слоя не изменяется во время деформации; тектоническое уплотнение пород отсутствует; характер деформаций для опорных слоёв предполагается концентрическим. 2D и 3D палинспатические реконструкции выполнялись с использованием следующих геометрических алгоритмов: «Flexural slip», «Fault parallel flow» и «Trishear».

Формирование современного структурного плана складчато-надвигового пояса Субандино началось при проградации фронта надвигообразования из складчатого сооружения Анд. Начало деформаций приходится на средний–поздний Миоцен от 12.4 до 8.5 млн лет. назад. Между 8 и 6.7 млн лет фронт деформаций приходится на надвиг Мандийюити, формируются структуры западной провинции (Суаро, Мандийюити, Уакая, Инигуазу, Бермехо и др.). Деформации распространяются в восточную провинцию около 6 млн лет назад. До 5.9 млн фронт деформаций приходится на структуру Ла Вертиенте. В промежуток от 5.5 до 2 млн лет последовательно формируются структуры Сан Антонио, Агуарагуэ, Агуа Салада. В Плиоцене после 4.5 млн лет сильный импульс сжатия, затронувший весь регион, приводит к формированию структуры Мандеяпекуа. В настоящее время деформации сжатия отмечаются в структурах Суаруро, Агуарагуэ и Мандеяпекуа [2].

Данные, полученные по 2D палинспатическим реконструкциям (рис. 1), были использованы при бассейновом моделировании, для уточнения модели погружения бассейна. Наиболее наглядным результатом работ, является трёхмерная модель реконструкции эволюции структурного плана южной части зоны Субандино (рис. 2). По ее результатам была рассчитана классическая бассейновая модель развития углеводородных систем, на момент, предшествующий началу активных тектонических деформаций (около 12 млн лет).

Литература

1. Dunn J.F., Hartshorn K.G., Hartshorn P.W. Structural styles and hydrocarbon potential of the Sub-Andean thrust belt of southern Bolivia, 1995 / Ed. by A.J. Tankard, R.S. Suárez, H.J. Welsink. Petroleum basins of South America // AAPG Memoir 62. P. 523–543.
2. Rocha E. Estilos estructurales del Subandino Sur de Bolivia. Buenos Aires, 2013. 204 p.

Результаты исследований и – рb-изотопного возраста обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений четласского камня (тиманской гряды)

Тимано-Печорская область расположена на северо-восточной периферии Восточно-Европейского кратона [1] и включает в себя: Тиманскую гряду, Печорский бассейн, прибрежные районы Баренцева, Печорского и Карского морей.

Тиманская гряда образована тремя кулисообразно расположенными сильно эродированными мегавалами северо-западного простирания: Канино-Северо-Тиманским, Цилемско-Четласским и Восточно-Тиманским [2].

Нами в 2015, 2016 гг. проведено изучение средне-верхнерифейских отложений Четласского камня и Вымской гряды (рис. 1).

Средне-верхнерифейские толщи Четласского камня разделены по литологическому составу на две серии – четласскую и быстринскую. Породы, слагающие эти серии представлены как терригенными, так и карбонатными разностями.

Терригенные породы (четласская серия) выходят на поверхность в юго-западной части Четласского камня и слагают большую часть выступа. С северо-востока их выходы ограничены Центральным Тиманским разломом, а на юго-западе перекрываются осадочными породами девонского возраста.

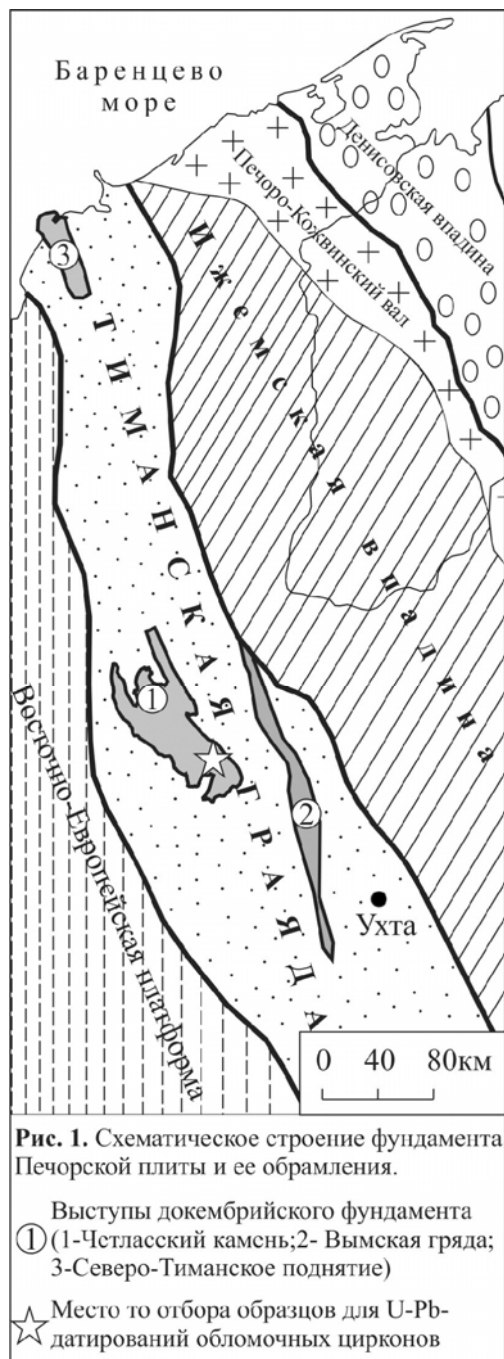
Породы карбонатного комплекса входят в состав быстринской серии, которая выходит тонкой полосой вдоль северо-восточной границы Четласского выступа.

Среднерифейские породы четласской серии (светлинская, новобобровская и визингская свиты), представлены переслаивающимися толщами кварцитопесчаников, кварцитов, серицит-хлоритовых, хлорит-кварцевых сланцев, алевролитов и редких линз гравелитов, осадконакопление которых происходило в обстановке внешнего шельфа. В верхнем рифее после подъема территории в условиях мелководного замкнутого морского бассейна накапливаются грубые терригенные осадки ань-

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

² Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

³ Университет Осло, Осло, Норвегия



югской свиты. Примерно в это же время на границе кратона образуется мощная карбонатная толща быстринской серии. Рифовые сооружения, вероятные аналоги современных барьерных рифов, прослеживаются от Колчимско-Полудовского поднятия вдоль всего Тимана [3].

Для изучения возможных источников сноса путем U-Pb датирования обломочных цирконов были отобраны три пробы из среднерифейских новоборовской и светлинской свит и верхнерифейской паунской свиты. Датирование методом LA-ICP-MS было произведено в изотопной лаборатории университета г. Осло (Норвегия).

Распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов приведено на рис. 2. Сходство распределений возрастов для среднерифейской новоборовской свиты и верхнерифейской паунской свиты указывает на единый источник кластического материала. Цирконы характеризуются преобладанием раннепротерозойских возрастов с меньшим количеством раннерифейских. В значительно меньшем количестве представлены возрасты,

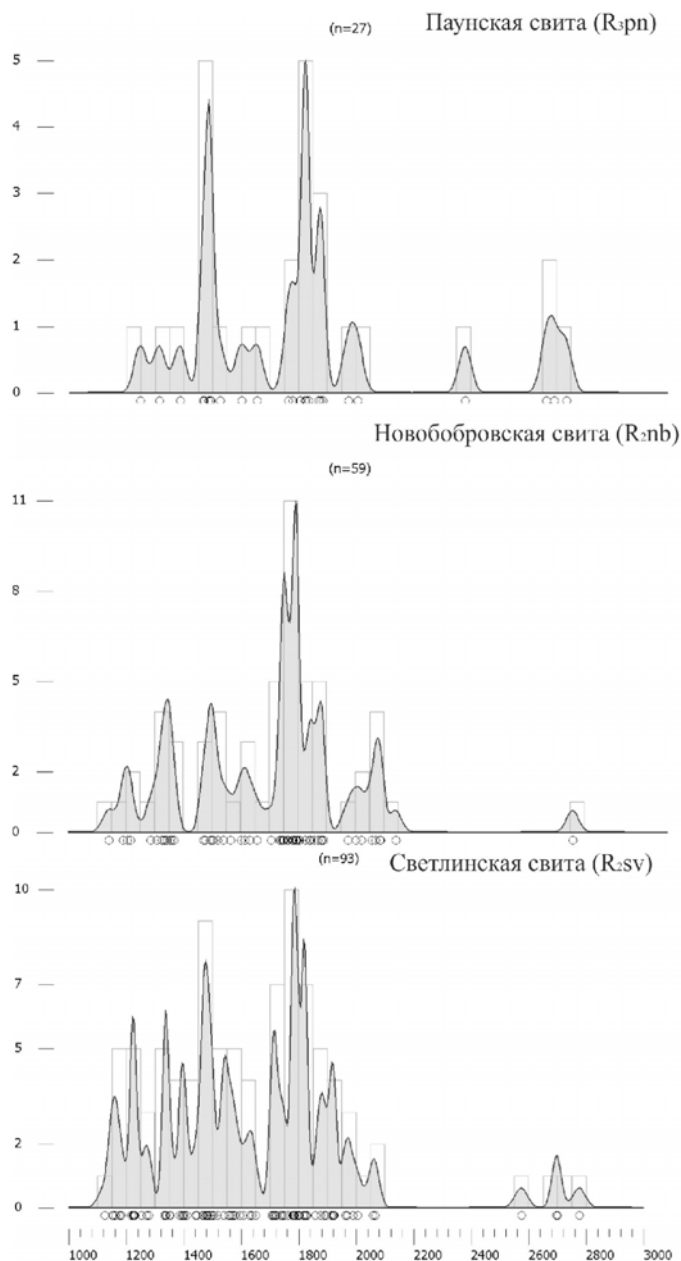


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения изотопных U–Pb возрастов обломочных цирконов из пород среднего и верхнего рифея Четласского камня

близкие к возрасту седиментации пород. По данным предшествующих работ в данном регионе, породы паунской свиты отнесены к верхнему рифею. Доминирующие возрасты обломочных цирконов из метапесчаников паунской свиты 1880 млн лет и 1480 млн лет.

Предсуществующие работы [4], посвященные U-Pb датированию цирконов из верхнедокембрийских отложений северного Тимана показали, что основным источником сноса выступал Феноскандинавский щит.

Все отмеченные пики в распределении обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений настоящего исследования хорошо коррелируются с известными возрастами магматических или метаморфических пород, обнажающихся в пределах Балтики [1]. Преимущественно возрасты составляют от 0.9 до 1.8 млрд лет, при этом лишь немногие цирконы дают более древние возраста. Полученные данные, вероятно, указывают что основным источником сноса изучаемая терригенных комплексов выступал палеоконтинент Балтика. Мезо- и неопротерозойский комплексы, являющиеся реликтами аккреционных орогенов, широко распространены по этой части Балтики и являются, вероятно, источником, для большинства детритовых цирконов Тиманской гряды.

Значительно отличается картина распределения обломочных цирконов в образце из светлинской свиты (средний рифей) (рис. 2). Большое количество зерен соответствует раннепротерозойскому возрасту, довольно значительное количество зерен образуют пик около 1470 млн лет, а также статистически значимые пики фиксируются для возрастов около 1916, 1715, 1544, 1396, 1336, 1222 и 1157 млн лет. Отмечается разница в доминирующих пиках с образцами из паунской и новобобровской свит. Вероятно, это свидетельствует об изменении источников сноса кластического материала. Кроме того, заметно увеличивается количество пиков в возрастных пределах от 1000 до 1500 млн лет.

Кластический материал при формировании средне и верхнерифейских отложений Среднего Тимана поступал из разных провинций. Особенно это заметно при сравнении результатов датировок цирконов светлинской и паунской свит.

Исследование поддержано грантом РФФИ 17-05-00858.

Литература

1. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A. et al. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research, 2010. V. 17. P. 583–601.

2. Дедеев В.А., Юдин В.В., Богацкий В.И. и др. Тектоника Тимано-Печерской нефтегазаносной провинции (объяснительная записка к «Структурно-тектонической карте Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции» масштаба 1:1 000 000). Коми научный центр УрО АН СССР, 1989, 28 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Q–39 – Нарьян-Мар. Объясн. записка / Под ред. К.Э. Якобсон. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016.
4. Андреев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32–45.

Е.В. Ветров^{1, 2}, А.И. Черных³

Эволюция гранитоидного магматизма Восточно-Таннуольского района Тывы в раннем палеозое: синтез геологических, геохимических, геохронологических и металлогенических данных

Таннуольский район Тывы сложен раннекембрийскими вулканогенно-осадочными породами островодужной ассоциации (кадвойская, серлигская, ирбитейская свиты), которые интродуцированы массивами различных по составу и возрасту гранитоидных комплексов Таннуольского ареал-плутона.

Полихронный и полиформационный гранитоидный магматизм Таннуольского района определяет наличие здесь разнообразного эндогенного разновозрастного оруденения. К полю распространения пород Таннуольского ареал-плутона, прорывающего раннекембрийские вулканогенно-осадочные породы кадвойской и серлигской свит, приурочен Восточно-Таннуольский рудный район. Для него характерно наличие поисковых признаков золотого, золотосодержащего полиметаллического (Cu, Pb, Zn, Au, Ag), медного, железного и молибденового оруденения [1, 2]. Таким образом, изучение гранитоидов Таннуольского

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

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

³ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

ареал-плутона позволяет выявить этапы эволюции гранитоидного магматизма и понять пространственно-временные закономерности распределения полезных ископаемых и параметры их связи с гранитоидными комплексами.

Комплексные исследования особенностей геологического строения, вещественного состава и возрастных ограничений гранитоидов позволило в пределах Таннуольского ареал-плутона выделить три интрузивных комплекса, отличающихся геодинамическими условиями формирования, возрастом, вещественным составом и металлогенией.

Наиболее древний (534–518 млн лет) предположительно майнский комплекс, впервые выделенный в Таннуольском районе из состава таннуольского комплекса, представлен породами габбро-плагиогранитной формации и наряду с кадвойско-серлигскими вулканогенно-осадочными образованиями образует раннекембрийскую островодужную ассоциацию пород.

По химическому составу плагиограниты майнского комплекса относятся к М-типу [3] и обнаруживают сходство с плагиогранитами островных дуг. Характер распределения РЗЭ и микроэлементов в совокупности с результатами Sm-Nd и Rb-Sr исследований указывают на формирование плагиогранитов майнского комплекса за счет частичного плавления восстановленных позднерифейских (0.82 млрд лет) метабазитов, расположенных в основании островодужной системы. Максимум по Pb, несколько повышенное для плагиогранитов М-типа первичное отношение изотопов стронция и $\epsilon Nd(T) = +5.02$ свидетельствуют о присутствии древнего корового компонента в области магмогенерации.

С поствулканической гидротермальной деятельностью островодужного этапа связано формирование золотосодержащего полиметаллического оруденения, а с майнскими интрузиями – магнетитсодержащих скарнов и золото-сульфидно-кварцевых жил и прожилков.

Средне-позднекембрийский (508–492 млн лет) таннуольский комплекс, представленный породами диорит-гранодиорит-плагиогранитовой формации, формировался на начальном этапе развития аккреционно-коллизийной системы Таннуольской зоны. Гранитоиды таннуольского комплекса по петрогеохимическим параметрам соответствуют гранитам I-типа [4] и существенно отличаются от пород майнского комплекса. Судя по спектрам распределения РЗЭ и микроэлементов и результатам Sm-Nd и Rb-Sr исследований, они соответствуют составам гранитоидов, для которых исходные расплавы образовались за счет частичного плавления позднерифейских (0.72 млрд лет) метабазитов при контаминации веществом древней континентальной коры. Станов-

ление гранитоидов таннуольского комплекса предполагается на начальном этапе развития аккреционно-коллизийной системы.

С масштабно проявленным интрузивным магматизмом этого этапа связано формирование магнетитсодержащих скарнов с медной и золотой минерализацией, и многочисленных жильно-прожилковых зон золото-сульфидно-кварцевого оруденения. Кроме того, исходя из имеющихся металлогенических данных породы таннуольского комплекса (вторая фаза) рассматриваются как рудогенерирующие для формирования золотосодержащей молибден-меднопорфировой минерализации.

Массивы позднеордовикского (451–447 млн лет) арголикского комплекса, представленные породами гранит-лейкогранитовой формации, формировались в сравнительно меньших масштабах на поздней стадии аккреционно-коллизийного этапа. Арголикские граниты обладают петрогеохимическими параметрами гранитов, сформированных на стабилизированной континентальной коре (А-тип) [5]. Комплексный анализ результатов химических и изотопно-химических исследований, позволяет предполагать, что формирование гранитоидов арголикского комплекса происходило в верхних частях коллизийных сооружений на завершающей стадии аккреционно-коллизийного этапа. Магмогенерирующим источником низкоглиноземистых арголикских расплавов мог быть базитовый позднерифейский (0.71–0.78 млн лет) субстрат, контаминированный коровым материалом.

Внедрение гранитов арголикского комплекса рассматривается как дополнительный фактор регенерации медной и золотой минерализации более раннего возраста, что могло приводить к ее концентрированию в пределах ранее сформированных рудных полей.

Литература

1. Черных А.И. Особенности распределения и перспективы освоения золотого оруденения Восточно-Таннуольского района, республика Тыва // Руды и металлы. 2014. № 5. С. 10–18.
2. Черных А.И., Ветров Е.В., Пихутин Е.А. Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) – на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Отечественная геология. 2017. № 2. С. 4–21.
3. White A.J.R. Source of granite magmas // Geol. Soc. Am. Abst. Prog. 1979. V. 11. 539 p.
4. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.
5. Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 1–2.

**Фацциальное моделирование вендских терригенных
отложений непской свиты в пределах
Непско-Ботуобинской антеклизы**

Вендские терригенные отложения имеют широкое распространение на южной части Сибирской платформы, но их мощность и вещественный состав весьма неоднородны. В то же время терригенные отложения на протяжении многих лет являются одним из ключевых объектов для изучения и рассмотрены во многих работах [1, 3]. Открытие в терригенных отложениях крупных месторождений нефти и газа (Верхне-чонское, Тымпучиканское, Чаядинское, Вакунайское, Средне-Ботуобинское и т.д.) делает терригенные отложения в данном регионе одним из наиболее перспективных поисковых объектов, но малая мощность отложений делает невозможным изучение их внутреннего строения по результатам сейсморазведки-2Д. В таких случаях, необходимо максимально эффективно использовать все остальные данные, по большей части скважинный материал. Выделение перспективных объектов по скважинным данным является наукоемким процессом, включающим в себя седиментологические, сиквенс-стратиграфические и региональные геологические исследования. При наличии результатов сейсморазведки-3Д степень изученности внутреннего строения терригенных отложений возрастает. В результате проведенного исследования были детально изучены все скважинные данные (керна, ГИС, РИ-ГИС), проведен сиквенс-стратиграфический анализ, анализ данных сейсморазведки-3Д и на основе этого проведено фацциальное моделирование терригенных отложений непской свиты и построены ряд фацциальных профилей и палеогеографических карт. Данные исследования позволили впервые корректно описать поэтапное формирование непской свиты, что имеет не только научный интерес, но и дает огромный толчок в выявлении нефтегазоносных объектов.

Также на основе скважинных данных была построена карта мощностей терригенных отложений в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы, определен источник сноса и восстановлен палеосвод структуры.

Литература

1. Гайдук А.В., Альмендингер О.А. Условия формирования и критерии прогноза зон, улучшенных коллекторских свойств древних венд-кем-

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

брийских резервуаров (на примере Даниловского лицензионного участка (Восточная Сибирь)). М.: Геология и геофизика, 2013.

2. *Муромцев В.С.* Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984.

3. *Редькин Н.А., Гайдук А.В., Петров А.Н., Митюков А.В., Халиков И.Р.*, Установление закономерностей распространения коллекторов в древних вендских терригенных отложениях Непско-Ботуобинской антеклизы на основе скважинных и сейсмических данных. 4-я международная научно-практическая конференция Геобайкал – 2016, 22–26 августа 2016 г. Иркутск, Россия.

**А.С. Ивлева¹, В.Н. Подковыров², В.Б. Ершова¹,
А.К. Худoley¹, Е.Е. Васильева¹**

U-Pb датирование обломочных цирконов из неопротерозойско-раннекембрийских отложений Северо-Запада России: «провенанс-сигнал» Тиманского орогена

Поздненеопротерозойско-раннекембрийский тиманский орогенез затронул северо-восточную часть Русской платформы и, возможно, простирался через восточную часть Баренцева моря. До сих пор существует несколько моделей, описывающих различные сценарии развития данного орогена. Одна модель рассматривает тиманский орогенез как несколько эпизодов аккреции [1], вторая модель утверждает, что он является результатом столкновения палеоконтинента Арктиды с континентом Балтика [2]. Кислый и средний магматизм, описанный в Тимано-Печорской провинции, продолжался на протяжении 622–510 млн лет [1]. Тиманский ороген считается основным источником обломочного материала неопротерозойско-кембрийского возраста на территории российской части Арктики (Северная Земля, Новая Земля и Архипелаги Новой Сибири) и в северной части Русской платформы [3–5]. В данной работе представлены результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из неопротерозойско-кембрийских отложений северо-западной час-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), Санкт-Петербург, Россия

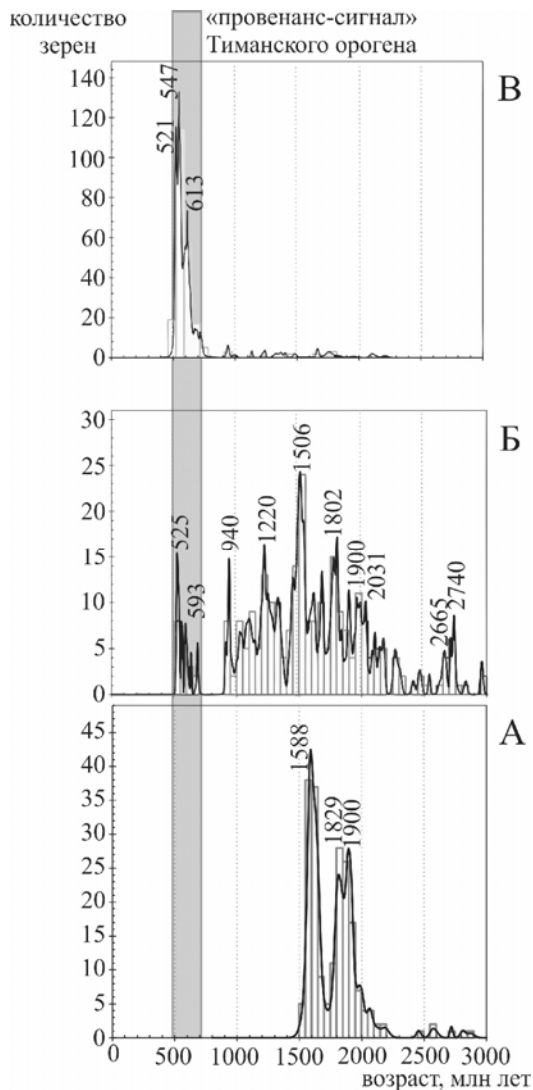


Рисунок. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U-Pb-изотопных возрастов обломочных цирконов из отложений северо-запада Русской платформы: А. неопротерозойского возраста; Б. раннекембрийского возраста. В. Возрастные ограничения «протоуралид-тиманид» по [9].

Цифрами показаны возраста пиков (млн лет), образованных не менее чем тремя зёрнами

ти Русской платформы (Балтийская моноклираль) и Мезенской синеклизы, которые отражают основные тенденции поступления обломочного материала, связанные с эволюцией тиманского орогена.

Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов позднемезопротерозойско-неопротерозойских (рифей-вендских) отложений северо-запада Русской платформы (Балтийская и Ладжская моноклинали), показали преобладание возрастов цирконов, сгруппированных в несколько пиков около 2500–2600, 1600–1800 и 1500 млн лет. Распределение возрастов обломочных цирконов из раннекембрийских песчаников характеризуется преобладанием мезопротерозойских зерен от 1700 до 1000 млн. лет и наличием значительных возрастных пиков в пределах 630 и 520 млн лет.

По данным U-Pb датирования цирконов из мезопротерозойско-нижнепротерозойских песчаников Мезенской синеклизы, основные значимые возрастные пики соответствуют 1500 и 2000–2500 млн лет. Возрасты детритовых цирконов из неопротерозойских (эдиакарских) отложений образуют крупные пики около 900–1600 и 600 млн лет с незначительным присутствием более молодых зерен около 550 млн лет.

Полученные данные по возрастам цирконов из неопротерозойско-раннекембрийских отложений хорошо коррелируются с данными предшественников по восточной части Русской платформы. Палео- и мезопротерозойские возрасты обломочных цирконов хорошо коррелируются с возрастными известными магматических провинций Балтийского щита [6], присутствие значительного количества цирконов с возрастными 1500–1000 млн лет отмечено предшественниками в неопротерозойских (вендских) и кембрийских отложениях Тимана [2]. Наличие в раннекембрийских отложениях северо-запада Русской плиты и Мезенской синеклизы обломочных цирконов неопротерозойского и раннекембрийского возрастов указывает на поступление материала в данное время с Тиманского орогена. Распределение возрастов обломочных цирконов из исследованных раннекембрийских образцов также весьма сходны с породами, слагающими автохтон каледонид, которые накапливались на пассивной окраине континента Балтия [7, 8].

Таким образом, наши данные показывают, что Тиманский ороген стал выступать важным источником обломочного материала в раннем кембрии для северной части Русской платформы (в современных координатах).

Исследование поддержано грантами РФФИ 17-05-00858 и РФФИ-Норвегия 16-55-20012.

1. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, & V. Pease (eds.) // *Geol. Soc. London. Memoirs*. 2004. N 30. 252 p.
2. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: implications for plate tectonic models // *Gondwana Research*. 2010. V. 17. P. 583–601.
3. Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A. Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // *Norwegian J. Geology*. 2008. V. 88. P 235–258.
4. Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T.B. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // *Gondwana Research*. 2016. V. 35. P. 305–322.
5. Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Анфинсон О., Худолей А.К., Федоров П.В., Маслов А.В., Здобин Д.Ю. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из верхневендских–нижнекембрийских отложений Ленинградской области // *ДАН*. 2016. Т. 468. № 4. С. 441–446.
6. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
7. Andersen T., Saeed A., Gabrielsen R.H., Olausson S. Provenance characteristics of the Brumunddal sandstone in the Oslo Rift derived from U-Pb, Lu-Hf and trace element analyses of detrital zircons by laser ablation ICMPS // *Norwegian J. Geology*. V. 91. P. 1–19.
8. Slama J., Rolf B. Pedersen Zircon provenance of SW Caledonian phyllites reveals a distant Timanian sediment source // *J. Geol. Soc.* 2015. V. 172. Is. 4. P. 465–478.
9. Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л., Шацилло А.В., Дронов А.В., Соболева А.А., Удоротина О.В., Дж. Герелс. Первые результаты U-Pb датирования детритных цирконов из раннепалеозойских и девонских песчаников Южного Приладожья // *ДАН*. 2011. Т. 438. № 6. С. 787–793.

Складчато-надвиговые деформации пород таврической серии в карьере Школьный (ЮЗ Крым)

Несмотря на широкое распространение в фундаменте Горного Крыма триасово-юрского флиша, детали его складчатого строения изучены довольно слабо из-за ограниченного количества хороших обнажений. Нижнетаврическая свита состоит из ритмичного чередования темных аргиллитов с прослоями кварцевых плотных алевролитов и незначительной доли песчаников. Она слагает огромные участки Лозовской зоны южного побережья Крыма. Один их наиболее представительных складчатых комплексов региона вскрыт в карьере Школьный у с. Партизанское, в северо-западной стенке которого обнажены сложно дислоцированные породы таврической серии. В крутом уступе обнажаются выходы хаотических систем смятых пластов. Необычная структура подчеркивается разностью пород: общий стиль складчатости задается доминирующими плотными алевролитами, между которыми дисгармонично деформированы менее плотные темные аргиллиты. Пласты местами сильно разбиты системами трещин и разломов.

Целью наших исследований было детальное картирование складчатой структуры, идентификация ее основных тектонических и структурных характеристик, выявление структурной анизотропии пород, и, в итоге, построение модели структурной эволюции складчатого комплекса.

Нашими исследованиями обнажение было впервые тщательно откартировано и зарисовано, сделано порядка 150 фотографий различного масштаба и видеосъемка для дальнейшего детального дешифрирования структуры. Для изучения физических характеристик пород, а также их литологической изменчивости было отобрано 9 ориентированных образцов. Для изучения литологического состава были отобраны 25 образцов из всех разностей разреза. Из алевропелитовой фракции были отобраны 6 образцов для изучения тонкого минералогического состава. Для построения структурных диаграмм были проведены массовые замеры элементов залегания крыльев складок.

В целом, изученные породы представлены тонкозернистыми (от аргиллитов до алевролитов с небольшим количеством тонкозернистых песчаников) турбидитами, с ядрами поздне триасовых *Monotis caucasica*. Элементы А и В последовательности Боума отсутствуют, но в тонкозернистых разностях распознаются элементы Т4–Т8. Сверху складча-

¹ МГУ им. Ломоносова, Москва, Россия

тый комплекс ограничен дайкообразной апофизой расположенного восточнее тела андезибазальтов. В разрезе отчетливо выделяются 4 тектонических пластины, различающихся характером складчатых структур. Пластины разделены маломощными зонами темно-серых милонитов с обильными зеркалами скольжения.

Пластина I представляет собой ритмичное переслаивание светлых мелко- и тонкозернистых алевролитов и темных плитчатых аргиллитов. Пласты залегают в основном моноклинально на северо-запад, с углами падения 30–50°, образуя около 25 конформных слоев алевролитов, разделенных тонкими разностями.

Пластина II – беспорядочная хаотическая структура. По морфологическим отличиям можно выделить 3 части: юго-западная, центральная, северо-восточная. *Юго-западная* часть представляет собой некоторое продолжение I пластины, имея то же моноклинальное строение и аналогичные углы падения. *Центральная* часть – хаотический комплекс (chaotic fold complex), который представляет собой своеобразные мощные «раздувы» оползневого горизонта. Внутри структуры материал сильно деформирован. Грубозернистые породы собраны в подушки разных размеров, которые облекаются глинистым веществом и несут следы обтирания, перекачивания. Аргиллиты обтекают эти обломки, образуя сложные завихрения. Местами наблюдается запутанная и зигзагообразная складчатость, лежачие и перевёрнутые микро- и макроскладки. Все это свидетельствует о грязеоползневом, турбидитном происхождении «раздувов». *Северо-восточная* часть сложена крутопадающими ритмами с двумя колчанными складками у основания. Колчанные складки (sheath folds) имеют сильно изогнутую шарнирную линию, охватывающую дугу более 90°. Они содержат длинную ось (растяжения) по всей длине, а поперечные сечения, перпендикулярные этой оси, имеют замкнутый контур. Именно эллиптические сечения и концентрация кольцевых структур определяют складки данного типа. По элементам залегания, а также характерной морфологии, аналогичной классической модели, представленной ранее, можно предположить, что длинная ось конуса и его замыкание направлено на ЮВ. Таким образом, по модели образования колчанных складок, можно установить, что надвигание шло с СЗ на ЮВ.

Пластины III–IV. Данные пластины мною было принято объединить, так как их морфология, общий рисунок и состав являются практически одинаковыми. Пласты ритмов сложены плотными светлыми алевролитами и темными плитчатыми аргиллитами, простираются моноклинально на ЮЗ. Единственным отличием данных тектонических блоков является то, что углы падения нижней системы на 5–10° градусов залегает круче, чем верхней.

Для выявления наличия *структурной анизотропии* в дирекционных измерениях грани кубов были предварительно отшлифованы и отсканированы в трех взаимоперпендикулярных плоскостях. Затем, в программе, каждая сторона была составлена в соответствующем порядке для построения 3D модели. В ходе построения моделей были выяснены основные закономерности: куб 10 – брекчия, что наталкивает на мысль об оползневом генезисе центральной части хаотического комплекса. Кубы 03, 04, 06, 07 – наблюдается параллельная косая слоистость, куб 12 предположительно троговая косая слоистость. Данные текстуры характеризуют условия постоянного перемыва осадков.

Еще одним методом изучения складчато-надвигового комплекса района карьера Школьный является рассмотрение анизотропии различных видов кубов.

Необходимо отметить, что скорости прохождения продольных волн почти в 2 раза больше, чем поперечных. Почти все образцы дали примерно равные результаты. По скоростям прохождения упругих волн в них наблюдается следующее: скорости минимальны в направлении перпендикулярном слоистости, а в двух других колеблются на 20–30% в зависимости от пространственного положения образца и наличия первичных текстур. Структурная позиция слоев сопоставима. Вне зависимости от тектонического блока, общее падение слоев субпараллельно на СВ, что значительно усложнило в отборе образцов из разных структурных зон. Несмотря на то, что образец 10 был отобран непосредственно в «раздуде» хаотического комплекса, он не дал показательных результатов, так как находился в некотором удалении от зоны максимальных деформаций. Самые высокие скорости (4.89 км/с для продольных волн) наблюдаются в образце 3, который был взят в непосредственной близости от дайки андезибазальтов.

Для всех образцов характерна плоскостная *анизотропия магнитной восприимчивости*, в малой степени осложненная упорядоченностью длинных осей (K1) магнитных эллипсоидов в определенных направлениях. Проекция коротких осей растянуты вдоль направления перпендикулярного ориентировке K1, а их средние значения тяготеют к центру стереограммы. Результат такой упорядоченности осей мог быть вызваны лишь вторично наложенными давлениями после формирования общей структуры комплекса, данные условия могли возникнуть при пологом надвиге СЗ-ЮВ направления.

Таким образом, после проведения различных анализов можно подвести следующие выводы:

- 1) Общий анализ макроскладок пород верхнетааврической свиты складчато-надвигового комплекса показал, что структурный рисунок во многом определяется соотношением алевролитов и аргиллитов, а

также механизмом образования отдельных структур. Первые образуют грубый каркас компетентных слоев, а вторые – дисгармоничную складчатую систему, обрамляя алевролиты. Аргиллиты испытывают при деформации внутрислойное течение, которое в замках сопровождается образованием складок нагнетания и раздувов разливных масштабов. Вся система пронизана разномасштабными взбросами и многочисленными трещинами.

2) Выделение надвиговых пластин обосновано не только различиями в облике пород, но, и выраженными зонами милонитизации которые ограничивают каждую пластину и точно определяют тектонический механизм образования структуры.

3) Структура второй пластины отражает смешанную кинематику ее возникновения. Детальное дешифрирование хаотических комплексов устанавливает оползневой генезис центрального блока. Обнаружение колчаных складок подтверждает наличие надвиговых деформаций северо-западного – юго-восточного направления.

4) Анализ физических свойств ориентированных образцов показал их скоростную, и магнитную анизотропию. Анизотропия магнитной восприимчивости показала немного другой результат. Здесь четкая упорядоченность осей могла быть вызвана лишь вторично наложенными давлениями после формирования общей структуры комплекса, то есть интенсивном надвигании пластин.

5) Рассмотренная структурная анизотропия кубов выявила четыре класса текстур: параллельную, торговую слоистость и брекчиевидную оползневую текстуру. Первые две могли возникнуть лишь в условиях постоянного перемыва осадков.

После обработки результатов исследований, была предложена модель образования субстрата комплекса и его последующих деформаций:

1. В условиях гравитационных процессов, перемещаясь вниз по склону по системе глубоководных каньонов в виде суспензии накопились осадочные толщи из низкоплотных потоков. В меандрирующих каналах материал активно перерабатывался и возникли различные текстуры течения: троговая, параллельная слоистость. При затухании скорости потока шло активное осаждение материала с фоновым осаждением тонкого пелитового вещества.

2. Вследствие оползания блоков пород образовались незаконномерные мощные складки – хаотические комплексы.

3. При активизации тектонического режима, началось интенсивное надвигообразование с северо-запада на юго-восток с возникновением новых деформационных структур, в том числе колчаные складки. При этом, под воздействием сильных напряжений, произошла вторичная переориентировка зерен в образцах.

4. В посленадвиговое время произошло внедрение интрузивного тела, апофиза которого конформна надвиговым пластинам.

**М.Ю. Курапов¹, В.Б. Ершова¹, А.А. Макарьев²,
Е.А. Макарьева², А.К. Худолей¹**

Ранне-среднекаменноугольный магматизм Северного Таймыра

Таймырско-Североземельская складчатая область расположена к северу от Сибирской платформы и включает полуостров Таймыр, архипелаг Северная Земля, а также примыкающие шельфовые акватории Карского моря. Рассматриваемая область подразделяется на три тектонические зоны: Южно-, Центральную и Северо-Таймырскую [1]. Северо-Таймырская тектоническая зона включает северную часть полуострова Таймыр и острова архипелага Северная Земля и относится к Карскому блоку (террейну) или Северо-Карскому террейну [1, 7, 8].

Рассматриваемые гранитные массивы находятся в пределах Северного Таймыра (Северо-Таймырская зона). В строении исследуемой территории принимают участие в основном отложения верхнего венда (?) и кембрия, менее распространены юрско-меловые породы. Образец 139-1, отобранный из интрузивного массива, расположенного на островах Гейберга, представлен крупнозернистыми, порфиroidными мусковит-биотитовыми гранитами. Образец 604 из гранитного массива, обнажающегося вдоль залива Волчий, представлен среднезернистым, биотит-мусковитовым лейкогранитом. Образец IV-4-1, отобранный из гранитного массива на п-ове Еремеева, представлен мелко-среднезернистым биотит-мусковитовым лейкогранитом.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и показало, что возраст кристаллизации цирконов в изученных интрузиях соответствует раннему–среднему карбону (таблица). Полученные нами датировки заметно древнее опубликованных ранее [1], и позволяют отнести начало гранитоидного магматизма на Северном Таймыре к визейскому веку.

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

² Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция, Ломоносов, Россия

*Таблица. Результаты геохронологических исследований
U-Pb и Ar-Ar методами*

№ пробы	U-Pb млн лет	Ar-Ar млн лет
IV-4-1	321.5 ± 3.8	269.2 ± 3.1
139-1	315 ± 2.0	317.8 ± 2.9
604	344.5 ± 4.2	269.8 ± 2.6

Петрографический состав и петро-геохимические особенности изученных гранитоидов свидетельствуют об их сходстве с дифференцированными гранитами I-типа. Наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования высоко-калиевых щелочно-известковых и известково-щелочных гранитоидов I-типа является обстановка континентальной окраины андийского типа [9]. Это подтверждается соотношением изотопов стронция в изученных гранитоидах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70416, 0.70459, 0.70527$), которые характерны для гранитоидов I-типа [3]. Полученные данные указывают на начало развития активной окраины у южной окраины Карского блока в раннекаменноугольное время.

Датирование тех же самых интрузий Ar-Ar методом выполнялось в ИГТиМ СО РАН. Методика измерений подробно описана в работе [2]. Ar-Ag возрасты, полученные по слюдам, варьируют от раннекаменноугольного (проба 604) до средне-пермского (пробы 139-1 и IV-4-1) (таблица). Ar-Ag возраст мусковита пробы 604 в пределах ошибки перекрывается с U-Pb возрастом кристаллизации цирконов, что свидетельствует о внедрении исследуемого массива на небольших глубинах и/или быстрой скорости остывания магматического тела. На основании разницы между U-Pb изотопным возрастом по циркону и Ar-Ag по мусковиту и биотиту для проб 139-1 и IV-4-1 была рассчитана скорость остывания исследуемых массивов. Для расчета была принята температура закрытия U-Pb системы в цирконе равная 900°C и 330°C, 350°C для Ar-Ag системы в биотите и мусковите соответственно (сводка в [4]).

Скорость остывания, рассчитанная для образца IV-4-1, составляет 11.5°C/млн лет, а для 139-1 – 7.5°C/млн лет. Скорость остывания гранитных массивов согласно представлениям различных авторов может сильно варьировать [5, 6], но при этом минимальная скорость остывания не опускается ниже 20°C/млн лет. Низкие скорости остывания изученных гранитоидов, с учетом того, что они формируют относительно небольшие по размеру массивы позволяют заключить, что, полученные нами датировки Ar-Ag методом для образцов 139-1 и IV-4-1 отражают повторное закрытие изотопной системы в результате метаморфического события, произошедшего в пермское время.

Согласно модели, предложенной Х. Лоренцом с соавторами [7] Северо-Карский террейн, включающий Северный Таймыр, в раннем–среднем палеозое являлся продолжением континента Балтия. Изученные гранитоиды Северного-Таймыра имеют надсубдукционную природу и время их формирования близко с известными аккреционно-коллизийными событиями Уральского орогена, что позволяет заключить, что их внедрение связано с субдукцией Уральского океана, а исследуемый регион, вероятно, являлся составной частью континента Балтия. Ar-Ar датирование слюд показало, что в средней перми произошел перезапуск изотопной системы. Вероятно, это событие отвечает эпизоду регионального метаморфизма в пределах исследуемого региона, который может отвечать финальным стадиям коллизии исследуемого региона с континентом Сибирь, что в целом согласуется и с данными палеомагнитных исследований [8].

Исследование поддержано грантом РФФИ № 17-17-01171

Литература

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
2. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
3. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later // Australian J. Earth Sciences. 2001. V. 48. N 4. P. 489–500.
4. Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic system // Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2004. P. 263–292.
5. Holm D.K., Dokka R.K. Interpretation and tectonic implications of cooling histories: an example from the Black Mountains, Death Valley extended terrane, California // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 116. P. 63–80.
6. Johansson Å., Maluski H., Gee D.G. Ar-Ar dating of Caledonian and Grenvillian rocks from northeasternmost Svalbard – evidence of two stages of Caledonian tectonothermal activity in the high Arctic // Norsk Geologisk Tidsskrift. 2001. V. 81. P. 263–281.
7. Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A. Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // Norwegian J. Geology. 2008. V. 88. P. 235–258.
8. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonic // Tectonophysics. 2005. V. 398. P. 225–243.

9. Ruks T.W., Piercey S.J., Ryan J.J., Villeneuve M.E., Creaser R.A. Mid- to late Paleozoic K-feldspar augen granitoids of the Yukon-Tanana terrane, Yukon, Canada: implications for crustal growth and tectonic evolution of the northern Cordillera // GSA Bull. 2006. V. 118. N 9/10. P. 1212–1231.

А.В. Кушнарёва¹, А.Н. Москаленко^{1, 2}

Реконструкция параметров стресс-состояния восточной оконечности Северо-Западного Кавказа

Реконструкция полей напряжения является важной частью современных исследований при палеотектонических реконструкциях. Три параметра отвечают за ориентировку главных осей напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3).

Целью данной работы является определение ориентировки осей главных напряжений восточной оконечности северо-западного Кавказа.

Замеры геологических индикаторов напряженного состояния были произведены в рамках полевых работ в 2016 году.

Геология района работ. Район приурочен к северо-западной части Большого Кавказа, где породы имеют преимущественно северо-западное (Аз. 290–310°) простирание.

Изучаемый регион можно разделить на следующие тектонические зоны.

Лазаревская складчатая зона представлена терригенным и карбонатным флишем. Складчатое строение зоны осложнено разломами взбросовой кинематики южной вергентности. С юга зону ограничивает Краснополянский разлом.

Чвежипсинская зона сложена флишевыми осадками. Ее структура характеризуется системой линейных и брахиформных симметричных складок. Южная граница региона – Воронцовский надвиг, по которому породы Чвежипсинской зоны надвинуты на северный край Абхазской зоны [3].

Краснополянская складчатая зона располагается в долине реки Мзымты и сложена вулканогенно-терригенными отложениями. Внутреннее строение зоны характеризуется килевидными, запрокинутыми

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

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСГЕИ)

на юг складками, которые осложнены серией крутопадающих разломов южной вергентности.

Абхазская зона сложена песчано-глинистыми осадками и вулканистами. В восточной части толщи зоны деформированы и образуют систему асимметричных с опрокидыванием на юг складок. Север зоны смят в серию антиклинальных и синклиналиных складок зоны Ахцу.

Адлерская депрессия сложена молассами. Породы полого погружаются на юг, редко наблюдаются антиклинали с небольшими углами падения крыльев ($6-9^\circ$) [1].

Методы реконструкции параметров стресс-состояния. Для обработки полевых данных методы нахождения ориентировок осей главных напряжений выбирались с учётом имеющихся геологических индикаторов. Наиболее распространённые на исследуемой территории – зеркала и борозды скольжения. Было получено 67 замеров зеркал скольжения, которые обрабатывались в соответствии с методом квазиглавных напряжений, разработанным В. Д. Парфеновым [4, 5], в программе Fault-Kin [7]. Метод предполагает, что оси максимального сжатия и растяжения направлены под углом в 45° к поверхности зеркала и лежат в плоскости проходящей через борозды скольжения перпендикулярно зеркалу скольжения.

Следующий по распространённости индикатор – трещины отрыва, которые образуются в обстановках растяжения и представляют собой открытый разрыв, обычно заполненный минеральным веществом. Некоторые из отмеченных трещин обладают плюм-структурой (сеть мелких гребней, образующих перистый узор). Было получено 49 замеров трещин отрыва и 2 из них обладали данной структурой. По азимутам и углам падения плоскостей трещин в программе были построены плоскости и выведены их нормали, которые совпадают по направлению с осью главного растяжения.

Последний индикатор, который был использован при обработке данных – стилолитовые швы. Поверхность стилолитов характеризуется неправильными формами, которые отмечаются с обеих сторон контакта. В ходе исследований было обнаружено 3 стилолитовых шва. Нормаль к поверхности стилолита совпадает по направлению с осью главного сжатия.

Результаты обработки данных. Расчёт ориентировок осей главных напряжений был проведён как для каждой из точек наблюдения отдельно, так и для их совокупностей. Точки наблюдения были сгруппированы в соответствии с геологическими особенностями, расположением на карте и схожими обстановками напряжения (таблица).

Таблица. Группы точек наблюдений, объединённые в соответствии со сходствами геологических обстановок

№ Т.н.	Возраст пород	Структура
1-3, 7-9	Верхний мел (казачебродская свита)	Южное крыло антиклинали.
4-6	Эоцен (мамайская свита)	Тыловой надвиг Воронцовского покрова
10-12	Нижний палеоцен (дагомыс- ская свита)	Тыловой надвиг Воронцовского покрова (на 400 м восточнее от вскрытого эрозией дуплекса с падением в хинтерланд)
14, 15	Нижний мел готеривский ярус (свита кепш)	Северное взброшенное крыло вблизи разлома
16, 19	Верхний мел маастрихтский ярус (мергельная толща)	Восточное опущенное крыло структуры сбросовой кинема- тики
17	Верхний мел (казачебродская свита).	Лежачее крыло взброса.
18	Верхняя юра оксфорд- кмериджский ярус (кацирх- ская свита)	Взброшенное северо-восточное крыло
20	Нижний мел готеривский ярус (медовеевская свита)	Северо-восточное взброшенное крыло

Первая группа точек наблюдений относится к южному окончанию Гагрско-Джавского поднятия, далее на юге располагается Адлерская депрессия. На участке точек наблюдения 1–3, 7–9 зафиксирована обстановка растяжения. В литературе аналогичные ориентировки оси растяжения в районе города Туапсе связывали с возможным продолжением рифтогенеза на востоке Черноморского бассейна в эоцене [8].

Севернее, в т.н.16 и 19, приуроченных к Гагрско-Джавскому поднятию, наблюдается грабенообразная структура: система взбросов, ограниченная двумя сбросами, падающими навстречу друг другу. Обработка замеров, сделанных в опущенном крыле южного сброса показала, что ось растяжения субгоризонтальна и направлена на СВ-ЮЗ, аналогично первому участку.

В районе точки наблюдения 20, где зафиксирован взброс, обработка данных по замерам зеркал скольжения показала, что главная ось сжатия субгоризонтальна и имеет ССВ-ЮЮЗ направление. Аналогичная обстановка зафиксирована в точках 14, 15, 17, 18.

Группы точек наблюдений 4–6, 11 и 12 приурочены к тыловым тектоническим чешуям Воронцовского покрова Чвежипсинской зоны. В точках наблюдения 4–6, 11 были установлены трещины отрыва и зеркала скольжения. Трещины отрыва позволили определить субвертикальную ось растяжения, а по зеркалам скольжения удалось точнее восстановить обстановку горизонтального сжатия. Ось максимального сжатия имеет СВ-ЮЗ направление. Близкие характеристики локальных стресс-состояний Воронцовского покрова ранее были получены методом О. И. Гущенко [6]. Однако, на точке наблюдения 12 преобладает обстановка локального растяжения СВ-ЮЗ, которая была определена в результате обработки замеров борозд зеркал скольжения в программе FaultKin [7]. Анализ замеров слоистости показал, что угловые взаимоотношения слоистости и индикаторов на точках наблюдения 4–6 и 11 аналогичны углам в точке наблюдения 12. Соответственно породы с уже имеющимися индикаторами напряженного состояния подверглись деформации и изменили первоначальные углы падения плоскостей.

Заключение. Полученные результаты параметров стресс-состояния на исследуемом регионе в целом близки к данным по напряжённому состоянию Большого Кавказа, полученным другими исследователями [2, 6, 8]. По наблюдениям, описанным выше, на северо-западной части Кавказа устанавливается преобладающая обстановка горизонтального сжатия СВ-ЮЗ направления.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
2. *Маринин А.В., Сим Л.А.* Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника. 2015. № 5. С. 62–77.
3. *Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезисы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ, 2008. С. 191–224.
4. *Парфенов В.Д.* Анализ напряженного состояния в ангидритовых тектонитах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 3. С. 695–698.
5. *Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.
6. *Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П.* Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.

Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ, 2008. С. 319–333.

7. Marrett R., Allmendinger R. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Struct. Geol. 1990. V. 12. P. 973–986.

8. Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus Fold-and-Thrust Belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics. 2002. V. 357. P. 1–31.

И.Е. Лебедев¹, В.Н. Войтенко²

¹Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

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

Тектонофизические критерии прогноза амплитуд раскрытия участков разлома сложной формы, на примере Бадранского рудного поля, Республика Саха (Якутия)

Месторождение Бадран, как и другие месторождения Верхне-Индигирского района были сформированы в течение нескольких тектонических этапов [1–5]. Традиционно выделяют дорудный этап, в течение которого могут быть сформированы или подготовлены структурные неоднородности, рудный (синрудный) и пострудный. На многих месторождениях с жильно-прожилковыми телами на синрудном этапе наблюдается повторная активизации ранее возникших разрывных нарушений, с заполнением трещинного и призальбандового пространства рудной минерализаций [3]. При этом открытие или сжатие участков поверхностей трещин, жил и разрывных нарушений зависит от пространственной ориентировки этих плоскостей, а также от ориентировки и величин осей региональных палеонапряжений синрудного этапа и прочностных параметров горного массива.

Объект исследования – разрывное нарушение (зона минерализации «Надвиговая») относится к Бадранскому рудному полю, которое находится в Оймяконском улусе Республики Саха (Якутия). Его характеризуют сложная форма поверхности, и неравномерное пространственное распределение жильно-прожилковых тел в этой зоне [6]. Это позволяет предположить, что формирование золотоносных жильно-прожилковых тел происходило в уже сформированном разрывном нарушении со сложной формой поверхности. Поэтому целью данной работы явилась проверка этого предположения и прогноз на глубокие горизонты расположения участков с максимальным расширением стенок по резуль-

татам расчетов параметров напряжений на плоских участках поверхности разрывного нарушения.

В геологическом строении Бадранского рудного поля принимают участие норийские терригенные образования верхнего триаса и четвертичные отложения. Общая мощность норийских пород более четырех километров. Разрывное нарушение представлено минерализованной зоной дробления с вложенной в нее одной или несколькими стержневой жилами. Мощность зоны варьирует в среднем от 0,5 до 10 м, а угол падения поверхности сместителя варьирует от 25° до 57° [6, 7].

Для расчета параметров напряженного состояния были выполнены несколько задач: построение трехмерной модели кровли и подошвы зоны «Надвиговая», определение ориентировки и величин региональных напряжений и расчет параметров напряжений.

Построение трехмерной модели поверхностей было выполнено в ГГИС Micromine по данным документации горных выработок и колонкового бурения [6].

Ориентировки главных осей региональных напряжений были вычислены как среднестатистические по ориентировке локальных осей напряжений [1] ($\sigma_3 = 232 < 22$; $\sigma_2 = 331 < 20$; $\sigma_1 = 99 < 59$). По новым данным один из этапов становления зоны «Надвиговая» имел сбросовую кинематику, поэтому данный режим нагружения было решено также подключить к расчету.

Величина субвертикального главного напряжения была рассчитана как литостатическое давление: $\sigma_z = -\rho gh$ (1). Для расчета величин напряжения по остальным осям σ_1 , σ_2 и σ_3 были использованы следующие формулы [7]:

$$\sigma_1 = -p + \left(1 - \frac{\mu_\sigma}{3}\right) \tau; \quad \sigma_2 = -p + \frac{2\mu_\sigma}{3} \tau; \quad \sigma_3 = -p - \left(1 + \frac{\mu_\sigma}{3}\right) \tau$$

(2). Для упрощения вычислений было добавлено условие, что в одном горизонтальном направлении в модели вертикальные жесткие стенки,

то есть $\varepsilon_2 = \frac{1}{E} [\sigma_2 - \nu(\sigma_1 + \sigma_3)] = 0$ (3), где ε_2 – деформация вдоль промежуточной оси.

Составлены две системы уравнений [9] для напряженных состояний при взбросовом (4) и сбросовом (5) режимах:

$$\left\{ \begin{array}{l} -p + \left(1 - \frac{\mu_\sigma}{3}\right) \tau = -\rho gh \\ -p - \left(1 + \frac{\mu_\sigma}{3}\right) \tau = \varepsilon_2 E + \nu \left[-p + \left(1 - \frac{\mu_\sigma}{3}\right) \tau - p + \frac{2\mu_\sigma}{3} \tau \right] \end{array} \right. \quad (4)$$

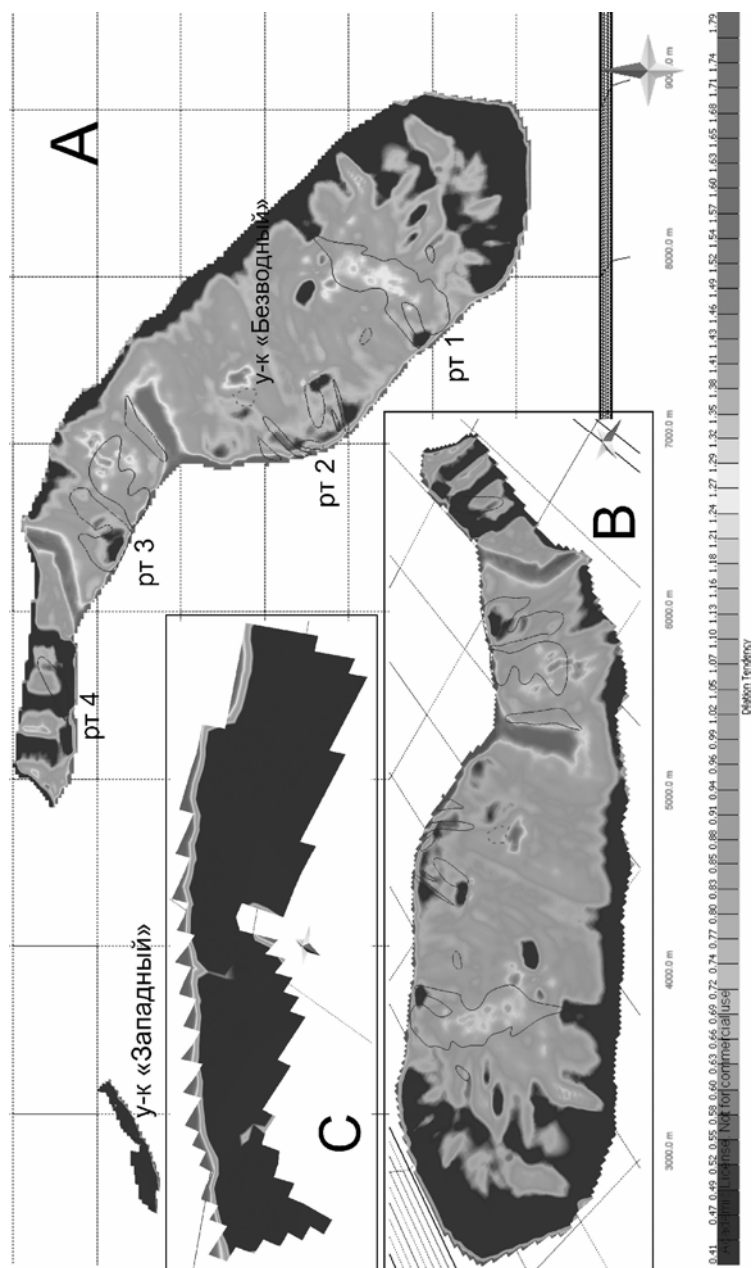


Рис. 1. Величины относительного расширения напряжения на поверхности кровли поверхности разрывного на-
рушения при взрывовом режиме нагружения. А – вид в плане; В – вид с северо-востока; С – вид на Западный уча-
сток с северо-запада. Черный цвет – скопление вдоль поверхности разлома; серый, светло-серый – скопление
вдоль разлома с расширением стенок. Контуры – участки жильно-прожилковых тел по [6]

$$\left\{ \begin{array}{l} -p - \left(1 + \frac{\mu_{\sigma}}{3} \right) \tau = -\rho gh \\ -p + \frac{2\mu_{\sigma}}{3} \tau = \nu \left[-p + \left(1 - \frac{\mu_{\sigma}}{3} \right) \tau - p - \left(1 + \frac{\mu_{\sigma}}{3} \right) \tau \right] \end{array} \right. \quad (5)$$

Таким образом, были получены величины главных региональных напряжений $\sigma_3 = -506.7$, $\sigma_2 = -241.5$, $\sigma_1 = -185.2$ МПа для взбросового и $\sigma_3 = -185.2$, $\sigma_2 = -53.3$, $\sigma_1 = -24.2$ МПа для сбросовых режимов нагружения.

Расчет параметров напряжения был выполнен в программном обеспечении Move (Midland Valley) по алгоритмам, используемым в программе Coulomb 3.4 [10, 11]. В рамках нашего исследования были проанализированы три параметра напряжения: относительное расширяющее давление (R' , dilation tendency), относительные кулоновы скалывающие напряжения (Coulomb stress) и объемная деформация (Dilation).

По результатам расчета параметров напряжения при взбросовом режиме было выявлено, что участки с высокими значениями относительного расширяющего давления (рис. 1) и относительных кулоновых напряжений (рис. 2) хорошо коррелируются с участками распространения жильно-прожилковой минерализации. При сбросовом режиме было выявлено, что высокие значения указанных параметров наблюдались только для участка Безводный.

Таким образом, при экстраполяции поверхности разлома на глубину с учетом геологических или геофизических данных, можно спрогнозировать участки с высокими значениями относительного расширяющего давления и кулоновых напряжений, имеющих пространственную ориентировку, аналогичную выявленным на высоких горизонтах поверхности разлома.

Литература

1. Фридовский В.Ю. Структуры месторождений золота Верхояно-Колымской орогенной области. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Якутск, 1999. 408 с.
2. Амузинский В.А., Агеев В.А., Анисимова Г.С., Баландин В.А. Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождений Якутии. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2002. С. 40–64.
3. Войтенко В.Н., Задорожный Д.Н. Анализ палеонапряжений по ориентировке трещин растяжения построением круговых диаграмм Мора (на примере жильно-прожилковых тел месторождения Базовское, Восточная Якутия) // Материалы Четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М., 2015. Т. 1. С. 42–51.

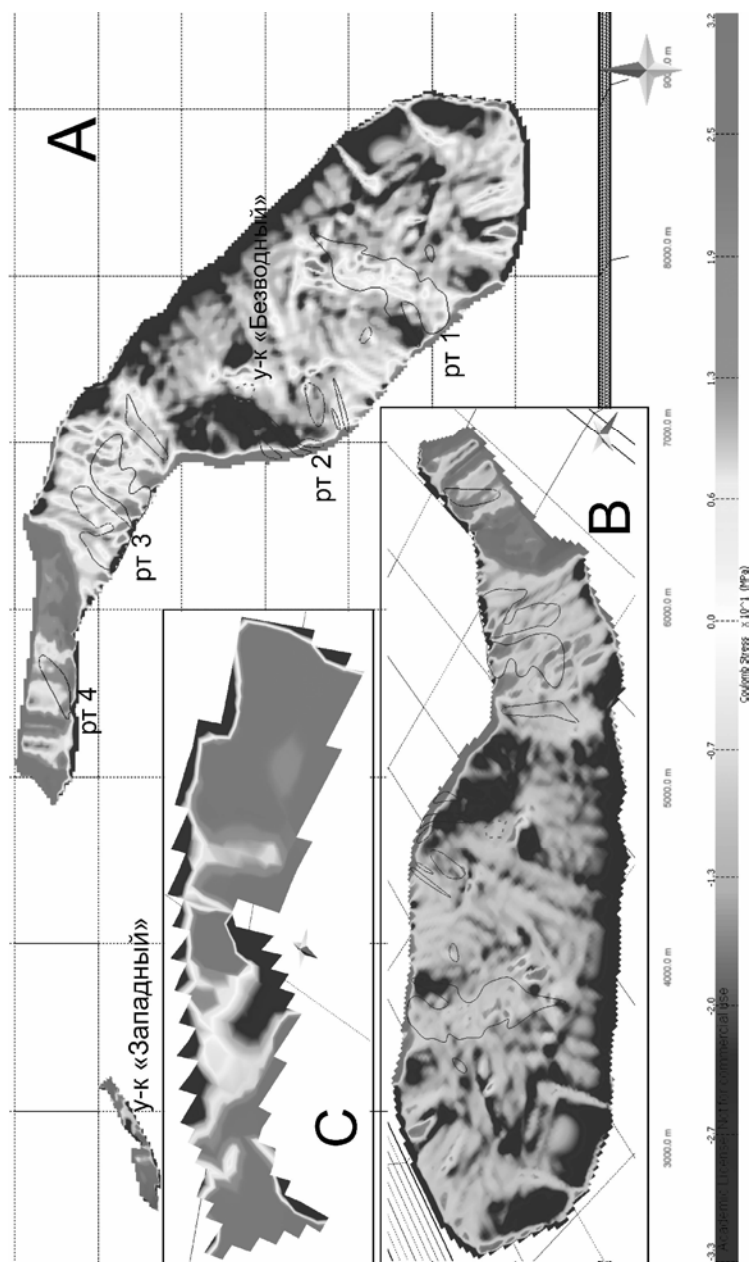


Рис. 2. Величины относительных кулоновых напряжений на поверхности кровли поверхности разрывного нарушения при взбросовом режиме нагружения. А – вид в плане; В – вид с северо-востока; С – вид на Западный участок с северо-запада. Темно-серый – низкие значения, серый, светло-серый – высокие значения. Контуры – участки жильно-прожилковых тел по [6]

4. *Войтенко В.Н.* Разделение этапов формирования тектонических структур на основе количественной оценки деформации и анизотропии магнитной восприимчивости обломочных горных пород // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием. 2016. С. 30–39.

5. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А.* Синрудные фазы деформации горных пород в циклах изменений условий тектонического нагружения геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования // Материалы Четвертой тектонофизической конференции. М., 2016. Т. 2. С. 8–15.

6. *Неустроев Р.Г.* Структурно-морфологические особенности размещения золоторудного оруднения месторождения Бадран: Северо-восток Якутии. Дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Якутск, 2004. 149 с.

7. *Яловик Г.А.* Геолого-структурные и вещественные особенности золоторудных месторождений в шарьяжно-надвиговых структурах Яно-Колымского и Монголо-охотского орогенных поясов (на примере Бадранского, Карийского и Пильненского месторождений). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2016. 161 с.

8. *Надаи А.* Пластичность и разрушение твердых тел / Под ред. Г.С. Шапира. В 2-х томах. М.: Иностранная литература, 1954. 647 с.

9. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. Научное издание. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.

10. *Lin J., Stein R.S.* Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults // J. Geophys. Res. 2004. V. 109.

11. *Toda S., Stein R.S., Richards-Dinger K., Bozkurt S.* Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer // J. Geophys. Res. 2005. V. 110.

Р.И. Мирхайдарова, А.В. Тевелев¹

Строение и обстановки образования дайкового комплекса Уртапай (юго-западный Крым)

Дайковый комплекс Уртапай находится в правом борту Бодракского оврага к востоку от села Трудолюбовка, общая длина комплекса,

¹ Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

вытянутого в субширотном направлении, составляет порядка 60 метров.

Комплекс состоит из 5 дайковых тел основного и, частично, ультраосновного состава, одно из которых, возможно, является продолжением другого. Основанием для расчленения массива на отдельные дайки послужили: внешняя морфология отдельных компонентов комплекса, особенности их залегания, макроскопически разный состав пород и наличие тектонических структур – зеркал скольжения, роговиков (пород разной степени ороговикования) и скрина – дважды и более изменённых вмещающих пород, что свидетельствует о неодновременном внедрении даек.

Вмещающими для даек являются позднеэриасово-раннеюрские отложения эскиординской свиты и магматические образования аюдагского комплекса. В зонах контактов с дайковыми телами аргиллит-алевритовые отложения эскиординской серии ороговикованы. Вмещающие магматические образования аюдагского комплекса внешне представляют собой выветрелые рыжеватые образования с псевдошаровой отдельностью, держащие пологий склон. Дайковый комплекс в значительной степени подвергся вторичным процессам, таким как выветривание и переработка гидротермальными растворами.

Изучение шлифов подтвердило большую степень выветрелости пород и значительной степени карбонатизации. По петрологической систематике породы, слагающие, дайковые тела довольно близки и относятся к долеритам. Присутствуют кристаллы кварца и реликты первичных минералов таких как, оливин и пироксен. В шлифах эти кристаллы замещены кальцитом или хлоритом, иногда кальцитом с оторочкой из хлорита. Для подобной степени карбонатизации было необходимо достаточное количество кальция и карбонатов, а столь большую концентрацию не мог иметь гидротермальный раствор, в противном случае, карбонатизированными оказались бы и породы аюдагского комплекса, и поле карбонатизации эскиординской свиты оказалось бы больше. Поэтому можно предположить, что недостающий кальций был мобилизован из самих перерабатываемых пород и морской воды. Именно поэтому плагиоклаз оказался полностью альбитизирован, то есть поменил свой состав с кальциевого на натриевый.

Результаты рентгенофазового анализа подтверждают значительную степень карбонатизации, наличие большого количества кварца, которое не может быть первичным в основной магматической породе. В целом, выявляется близость составов дайковых тел.

Изучение данных рентгенфлуоресцентного анализа определило состав дайковых тел как умеренно-щелочные пикробазальты, ультраос-

новые пикробазальты и основные базальты. Анализ диаграмм Харкера подтверждает близость составов, позволяющую небольшие отклонения в содержании того или иного компонента с сохранением общей характеристики. Возможно, эта небольшая разность в составах объясняется разным возрастом внедрения даек, то есть магматический очаг, единый для всех пяти тел, эволюционировал с течением времени, повышая содержание кремнезёма за счёт взаимодействия с коровым материалом. Предполагается, что в первую очередь произошло внедрение даек №1 и №3, затем внедрение крупного тела дайки №4, которое привело к образованию небольшого разрывного нарушения в теле дайки №3, по которому произошло смещение блока тела этой дайки. В последнюю очередь произошло внедрение даек №2 и №5, причем дайка №5 оказалась самой поздней, так как обладает самым маленьким размером и породы дайки изменены незначительно.

Анализ методом масс-спектрометрии позволил проанализировать составы тел относительно общепринятых эталонов пород, таких как C1, PM, N-MORB. В целом, на диаграммах дайки обладают близкими характеристиками, и, соответственно близкими составами. Кроме образцов даек, анализу были подвергнуты образцы вмещающих осадочных и магматических пород. В итоге, и те, и другие в анализе редкоземельных элементов демонстрируют европиевый минимум на графиках, который можно объяснить фракционированием плагиоклазом европия вместо кальция.

Анализ методом рентгеновской томографии позволил выделить три фазы различной рентгеновской плотности, состоящие из титаномагнетита, плагиоклаза и пироксена, карбоната, соответственно. Самая тяжёлая из выделенных фаз состоит из титаномагнетита. Менее плотная фаза представлена полностью альбитизированными плагиоклазами и единичными зёрнами оставшихся неизменёнными первичных минералов. Третья, наименее плотная фаза представлена кальцитом.

Проведённые исследования позволяют определить геодинамическую обстановку образования комплекса как внутренний склон задугового бассейна. Время образования дайкового комплекса Уртапай определяется как средний байосс.

Тектонические дислокации Голубой Бухты (Северо-Западный Кавказ)

Региональную структуру Северо-Западного Кавказа определяют дислокации, образовавшиеся в обстановке бокового сжатия. В результате широким распространением здесь пользуются складчато-надвиговые дислокации, листрические надвиги [2–6 и др.], известны и тектонические покровы, например, Воронцовский [1, 7 и др.]. Выполненные нами наблюдения позволяют предполагать наличие здесь и других, не известных ранее тектонических покровов. Одним из таких районов является Голубая Бухта, располагающаяся в нескольких километрах к северо-западу от г. Геленджик. Несмотря на легкую доступность района, обнаженные в береговых обрывах дислокации оказались практически не изученными.

Так, в северо-восточном береговом обрыве обнажена фронтальная часть аллохтона. В левой части обнажения на расстоянии 80 м отчетливо видна его тонкопластинчатая структура (рис. 1) с общим наклоном пластин к юго-востоку под углом примерно в 30°. Толщина пластин колеблется от полутора–двух метров до 5–6 м.

Разрез сложен ритмично чередующимися пластами песчаников, алевролитов и аргиллитов при подчиненной роли последних. Возраст отложений – позднемеловой. Широко распространены здесь и межпластовые срывы, испытывающие зачастую разветвление и переход на более высокие стратиграфические уровни с изменением углов наклона сместителей на более крутые. Встречаются также разрывы, образующие клинообразные формы.

С юго-востока на данную толщу по серии разрывов с углами наклона около 45° надвинуты более толстые (25–35 м) тектонические пластины, сложенные преимущественно аргиллитами, чередующимися с отдельными слоями песчаников и алевролитов. В результате преобладания в разрезе аргиллитов толща имеет более темную окраску. Слои пород внутри пластин наклонены в ту же сторону, что и ограничивающие их надвиги, но под более пологими углами.

В данную темноцветную толщу вложена пологая синформа, выполненная более светлыми породами с преобладанием песчаников и алевролитов. В северо-западной части она отделена от темноцветной серии выстилающимися с глубиной разрывами и 10-метровой зоной дроб-

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия



Рис. 1. Внутренняя структура тектонического покрова

ления. Ширина синформы 50 м. В обнажении четко виден надвиговый характер ее взаимоотношения с вмещающими отложениями.

Юго-восточнее по направлению к мысу выделяется несколько блоков слабодислоцированных пород, ограниченными надвигами встречного падения. В отдельных случаях пологие надвиги вверх по разрезу переходят в близгоризонтальное залегание, формируя тектонический покров (рис. 2). В последнем случае наблюдается четкое угловое несогласие надвинутых и подстилающих толщ.

Простираение северо-восточного берега бухты, где расположены данные дислокации, совпадает с простираем структур Северо-Западного Кавказа и здесь мы, вероятно, имеем дело с фронтальной частью тектонического покрова. Соответственно береговой обрыв расположен вдоль его фронта. Изученная ширина тектонического покрова немногим превышает 400 м.

Северо-западный берег Голубой Бухты почти перпендикулярен северо-восточному. Он более высок, и за ним начинается гористая территория с крутыми причерноморскими обрывами, где обнажены верхнемеловые отложения, залегающие под большими углами и относительно

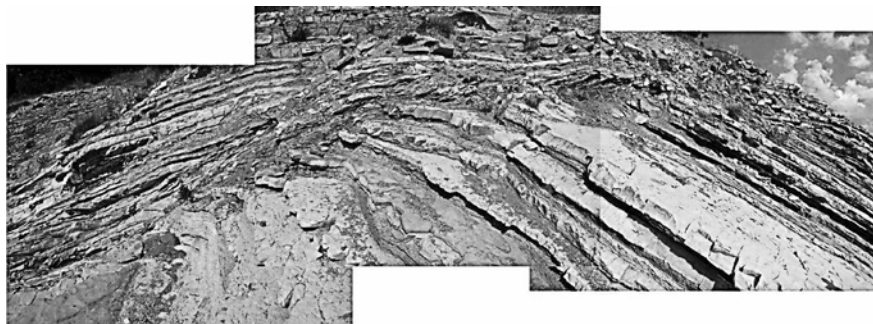


Рис. 2. Фрагмент тектонического покрова

слабо нарушенные разрывами. Возможно, что с береговой линией примерно совпадает северо-западная граница покрова.

В правой части обнажения выделяется блок шириной около 15 м, ограниченный крутыми разрывами, выполаживающимися с глубиной с образованием U-образной формы. В 4-х метрах правее расположен еще один близвертикальный разрыв. Последние два разрыва сопровождаются зонами катаклазированных пород, достигающих ширины в два метра. Породы здесь перетерты до глинистой фракции или же рассланцованы с образованием вытянутых чечевицеобразных форм, ориентированных согласно плоскости сместителя.

Влево от основания блока ответвляется близгоризонтальный срыв, смещение по которому привело к образованию разорванных пластов песчаника или локальному увеличению толщины глинистых прослоев.

Присутствуют здесь и разнонаправленные, в том числе встречные надвиги. Фронтальные части некоторых из них выражены в рельефе дневной поверхности в виде топографических поднятий, что указывает на их современную активность.

Недалеко от северо-западного мыса бухты располагается зона интенсивного смятия горных пород шириной около 20 м. В центральной ее части разрывы близвертикальны, по краям находятся надвиги с расходящимися в противоположные направления фронтальными частями.

Верхнемеловые отложения, слагающие аллохтон, претерпели высокую тектоническую переработку, приведшую к утрате их прочности. Можно полагать, что интенсивная раздробленность горных пород фронтальной части аллохтона по сравнению с сопредельными береговыми участками способствовала развитию здесь более активной береговой эрозии, приведшей к образованию бухты.

К юго-востоку располагается крупная Геленджикская бухта. Не исключено, что и она имеет аналогичное происхождение. В этом случае рас-

смотренные дислокации могут являться лишь частью крупного тектонического покрова, ширина которого исчисляется многими километрами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 16-05-00013.

Литература

1. *Борукаев Ч.Б.* О проявлениях покровной тектоники в Туапсинском районе (Северо-Западный Кавказ) // Вест. Моск. ун-та. 1964. № 1. С. 32–38.
2. *Попков В.И.* Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // ДАН. 2006. Т. 411. № 2. С. 835–841.
3. *Попков В.И., Попков И.В.* Структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности и возможные типы ловушек нефти и газа в складчато-орогенных зонах на примере Северо-Западного Кавказа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 2. С. 8.
4. *Попков И.В., Попков В.И.* Складки и разрывы в обнажениях Северо-Западного Кавказа // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. VII Международного симпозиума. К 80-летию со дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора ИС РАН Ю.А. Трапезникова (18.10.1936–13.04.1999). 2017. С. 44–47.
5. *Попков И.В., Попков В.И.* Мезодислокации Северо-Западного Кавказа и их значение для понимания общей структуры региона // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Материалы докл. Всеросс. конф. с международным участием. 2016. С. 219–223.
6. *Попков И.В.* Применение методов структурной балансировки при изучении дислокаций Северо-Западного Кавказа и Таманского полуострова // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. 2014. № 2. С. 156–160.
7. *Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П.* Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН / Ред. Ю.Л. Ребецкий. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 319–333.

С.С. Попов, Арк. В. Тевелев¹

Неотектоническая позиция и фациальный состав аллювиальных отложений первой надпойменной террасы реки Ай (Южный Урал)

Для речных долин переходной области между Южным и Средним Уралом характерно доминирование первой надпойменной террасы при крайне фрагментарном развитии более высоких уровней. Аллювий пер-

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

вой террасы является, зачастую, единственным источником информации о позднеплейстоценовой тектонике региона и ее отражении в седиментационном режиме речных долин [1]. Целью данной работы является установление условий осадконакопления аллювиальных отложений первой (режевской) надпойменной террасы р. Ай, а также определение неотектонического режима региона.

Изученные разрезы располагаются на участке Лаклы – Новые Турналы. Данный участок характеризуется сменой горного окружения речной долины (Западно-Уральская зона внешней складчатости) равнинным (Айско-Сылвенская депрессия Уфимского плато). Переход сопровождается взламыванием исходных поверхностей выравнивания и формированием серий транзитных впадин, морфология которых отражает региональные динамические обстановки. Транзитные впадины имеют субмеридиональное простирание, образуют закономерные левокулисные ряды и могут быть следствием сдвигово-сбросовых деформаций фундамента. В бассейне р. Ай выделяются 3 впадины: Лаклинская, Таннаш и Турналинская, в пределах которых река активно меандрирует и расщепляется до образования многоканальных сплетённых систем [2]. Также на всем равнинном участке течения реки присутствуют многочисленные старицы.

Первая терраса имеет комплексное строение: на западной границе Лаклинской впадины – это 5–7 метровая поверхность, которая вниз по течению (северная часть с. Лаклы, а также д. Шаряково) сменяется 3–4 метровой поверхностью. В Турналинской впадине – это выдержанная 3–5 метровая поверхность. В равнинной части поверхность первой террасы образует выровненную площадку шириной от 600 до 3000 м, окружающую русло реки, когда как в горной части ширина долины реки не превышает 500 м.

Отсутствие широкой речной долины и наличие ярко выраженных в рельефе горных хребтов, имеющих, зачастую, вертикальные отвесные стенки, обнажающиеся в бортах долины, указывает на то, что р. Ай на своем горном участке находится в состоянии активного врезания. Это, в свою очередь, связано с вздыманием территории, обусловленным обстановкой субширотного сжатия.

Неоднородность строения горно-складчатого сооружения Урала, интерпретируемая, как линзовидно-чешуйчатая система надвиговых пластин, позволяет предположить условия формирования транзитных бассейнов на границе ВЕП и горно-складчатого сооружения Урала как результат сдвиго-сбросовых деформаций, вызванных различными прочностными свойствами пластин горных пород, находящихся в данной области. В результате худших прочностных свойств пластин фун-

дамента, возникшие в них деформации наследуются вышележащими покровными пластинами и отражаются в современном рельефе.

Состав аллювия напрямую зависит от динамического положения. В горной части долины р. Ай аллювий достаточно грубый, слабо упорядоченный и несортированный с многочисленными косыми врезами кластитов, прослоями и линзами дресвяно-щебенистого материала, чередующимися с тонкодисперсными пачками (суглинки, лёссы, глины). Коэффициент сортировки (So) варьирует от 2.1 до 2.64. Преобладающими разностями являются щебенники, глины, суглинки и дресвянники. Данные отложения относятся к аллювиально-пролювиальной фации.

В равнинной части аллювий представлен преимущественно русловой и пойменной фациями, а также фациями русловых валов. Сортировка отложений увеличивается ($So=1.34-1.9$), в породах прослеживается выдержанная субгоризонтальная бассейновая слоистость при полном исчезновении грубого материала (щебня), а преобладающими разностями становятся глины с прослоями песков, а также супеси и суглинки.

Основными ограничивающими территорию дренажного бассейна р. Ай с юга и востока структурами являются хорошо выраженные в рельефе хребты Уралтау, Большой и Малый Таганай, Нургуш, Москаль, Большая Сука, Шуйда, Башташ, южные оконечности хребта Уреньга и Тараташский выступ. Наиболее крупными притоками реки Ай, расположенными выше по течению от точек наблюдения являются реки Бол. Сатка, Куса и Бол. Арша. Они дренируют территорию, на которой широкое распространение имеют образования от архея до позднего палеозоя. В геологическом отношении изменение горного окружения реки равнинным сопровождается сменой протерозойско-раннепалеозойских образований позднепалеозойскими, которые слагают субстрат дренируемой площади. Протерозойско-раннепалеозойские образования – в большинстве своём осадочные: конгломерато-брекчии, гравелиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, мергели, известняки и доломиты, помимо осадочных пород встречаются метаморфические сланцы и кварциты, а также магматические образования, представленные образованиями кусино-копанского габбро-гранитного и бердяушского габбро – гранит рапакиви – сиенитового комплексов. Позднепалеозойские образования представлены терригенно-карбонатными комплексами, в состав которых входят песчаники, аргиллиты, алевролиты, гравелиты, конгломераты, мергели и известняки.

Петрографическое изучение аллювия позволило определить основные лито- и кристаллокласты, слагающие изученные породы. Наиболее распространёнными литокластами оказались граувакковые песчаники, кварциты, аргиллиты, доломиты и комковато-сгустковые известняки.

Мономинеральная фракция, в основном, представлена кварцем, полевыми шпатами и слюдами. Сопоставление полученных данных с литературными данными, а также картой дренажного бассейна р. Ай позволило установить предполагаемые источники сноса, которыми оказались как весьма удалённые от точек наблюдения горные хребты Большой и Малый Таганай, Шуйда, Нургуш, Бол. Сука, Сулея сложенные кварцитами таганайской и зигальгинской свит среднего рифея, так и близлежащие холмисто-грядовые формы рельефа, сложенные ожелезнёнными граувакковыми песчаниками, аргиллитами, а также органо-обломочными известняками каменноугольно-пермских отложений. Таким образом аллювий аккумулирует в себе материал, источник которого может располагаться за многие десятки километров от места его осаждения.

Литература

1. *Попов С.С.* Аллювиальные отложения первой террасы р. Ай (Южный Урал) // Материалы Международного молодёжного форума "ЛОМОНОСОВ-2016": Тез. докл. М.: МАКС Пресс, 2016.
2. *Тевелев Арк. В., Попов С.С., Тевелев Ал. В., Прудников И.А.* Новейшие транзитные впадины северной периферии Южного Урала // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Мат-лы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пуцаровского. Т. 2. М.: ГЕОС, 2016. С. 242–246.

Д.В. Смольянова, А.В. Тевелев¹

Киловые глины района полигона МГУ (Крым): минеральный состав, адсорбционные свойства, стратиграфическая позиция и условия образования

Фактическим материалом для работы послужили образцы кировых глин и вмещающих тонкоплитчатых пород из восьми обнажений: в долине р. Бодрак, обр. Встреч, овр. Аксу-Дере и в карьере к западу от дер. Кудрина. Для всех обнажений составлены локальные стратиграфические колонки. Вмещающие породы описаны микроскопически с целью выявления условий осадконакопления. Из кировых глин отмыты представительные комплексы микрофауны (бентосные и планктонные фораминиферы, остракоды) для определения возраста бентонитов, их

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

положения в стратиграфическом интервале, палеогеографических условий осадконакопления и соотношения между собой. Минеральный состав глин был изучен методами оптической микроскопии и рентгенофазового анализа (РФА).

Структурно-текстурные особенности, генетические характеристики и адсорбционные свойства образцов были проанализированы по стандартным методикам. Вмещающими породами для всех местонахождений являются верхнемеловые мергели кудринской свиты довольно однообразного облика, не слоистые, биотурбированные, с единичными зернами алевритистого кварца, слюды. Они представляют собой фораминиферовый пакстоун. Наличие в них глауконита и фосфатов говорит о том, что условия замедления седиментации наступали и в прерывающих прослоях. Это породы, образованные при фоновом осаждении вещества в отдаленных условиях. Все вмещающие породы отличаются между собой лишь количеством фораминифер, а также соотношением глинистой и карбонатной составляющей.

Характерной особенностью залегания бентонитовых глин является резкий волнистый контакт с подстилающим мергелем и постепенный переход в перекрывающий. Киловые глины значительно меняются по площади от голубовато-серых листоватых глин, до светлых хрупких глинистых алевролитов. Исследование микроструктуры киловых глин с помощью сканирующего электронного микроскопа позволило охарактеризовать их микростроение. В них отчетливо видна губчатая микроструктура, для которой характерно хаотичное расположение микроагрегатов. Глинистые частицы контактируют друг с другом, образуя микропоры. Контакты между частицами в основном коагуляционные, что объясняет слипание мелких частиц в более крупные (под влиянием сил сцепления). По результатам рентгенофазового анализа установлено, что глины полностью смектитовые с Са-обменным комплексом (обобщенно бентонитовые), в них также присутствуют каолинит, гидрослюда, неглинистые минералы (кварц, кальцит), цеолит (гейландит).

Изучение глин под микроскопом дало основания утверждать, что их развитие происходило по тонкому витрокластическому материалу, который представлен преимущественно плагиоклазом. Количество пеплового материала в просмотренных шлифах сильно отличается. Это дает основания предполагать, что источник вулканического пепла находился южнее современного Крымского полуострова, вероятно на территории современной Турции. Часть пирокластики, которая разносилась по воздуху, отлагалась в мелководных участках позднемелового времени со спокойным гидродинамическим режимом и подвергалась гальмиролизу.

Также был обнаружен алевритистый кварц, обломки полевых шпатов, глауконита, слюды, редкие обломки вулканического стекла, что опять же подтверждает туфогенно-осадочное происхождение кила.

Возраст кировых глин определен по комплексу фораминифер (планктонные – *Globotruncana arca* (Cushman), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Globotruncana mariei* Banner et Blow и др., бентосные – *Gavelinella costulata* (Marie), *Gavelinella clementiana* (d'Orbigny), *Stensiöina pommerana* Brotzen, *Bolivinoidea culverensis* Barr, *Gavelinella stelligera* (Marie), *Stensiöina exculpta gracilis* (Brotzen), *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny), *Stensiöina perfecta* Koch) как ниже-кампанский. Наличие остракод: *Cytherella ovata* (Roemer, 1841) верхний мел всеевропейско; *Cytherelloidea granulosa* (Jones, 1849) сanton – маастрихт Германии, Швеции, Дании, Голландии, Мангышлака; *Spinicythereis cf. acutiloba* (Marsson, 1880) верхний мел Германия, Ирландия, Англия, Центральная Россия, Мангышлак; *Mauritsina mandelstami* Tesa-kova, 2010 кампан Центральная Россия; *Phacorhabdotus lonsdaleianus* (Jones, 1849) кампан, маастрихт Германия, Польша, Дания, Голландия, Крым; *Cythereis cf. ornatissima* (Reuss, 1846) верхний мел Чехословакии, Германии, Центральная Россия, Мангышлак; *Cythereis zygopleura varia* Herrig, 1965 маастрихт восточной Германии, Польши и Дании, верхний кампан восточной Германии и минеральный состав пород указывают на формирование глин в щелочных условиях на небольших глубинах при подводной переработке вулканического пепла основного состава.

Адсорбционные свойства изученных киров грубо соответствуют содержанию в них чистых бентонитовых разностей (по методу Л.И. Кульчицкого).

Исходя из результатов проведенных исследований, можно предположить, что адсорбционная способность у глин напрямую зависит от содержания в них глинистой фракции, в данном случае смектитового компонента.

Важно отметить, что полученные значения емкости катионного обмена отобранных кировых глин находятся в допустимых пределах, чтобы считать глины хорошими адсорбентами и качественным сырьем.

Были выявлены явные лидеры в проявлении адсорбционных свойств среди исследуемых образцов. Образцы кила имеют различное (в том числе слабое) набухание, но все они хорошо мылятся.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Мелик-Адамян Г.У.</i> К вопросу о наличии морского мзотиса в Армении в контексте неотектонических вертикальных подвижек	3
<i>Мелик-Адамян Г.У.</i> Некоторые пресноводные пелициподы неоплейстоцена Армении как индикаторы неотектонических восходящих движений	7
<i>Мещерякова О.А., Полетаев А.И.</i> Геология и геофизика кольцевых структур	11
<i>Минц М.В.</i> Новый взгляд: эволюция суперконтинента Лавроскандия от неорархея до кайнозоя: от преобладания плюм-тектоники к тектонике плит по принципу Уилсона	15
<i>Минц М.В.</i> Объемные геолого-геофизические модели литосферы как основа реконструкции геодинамической эволюции докембрийских тектонических структур регионального и глобального ранга	19
<i>Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Мальшиев Н.А.</i> Этапы структурных деформаций и трековое датирование апатита неопротерозой-триасовых комплексов о. Врангеля	23
<i>Моисеев А.В., Лучицкая М.В., Гульпа И.В., Хубанов В.Б., Беляцкий Б.В.</i> Венд-раннекембрийский и пермо-триасовый этапы плагиигранитного магматизма Усть-Бельского и Алганского террейнов, Чукотка	28
<i>Морозов Ю.А., Баянова Т.Б., Матвеев М.А., Кулаковский А.Л., Смутьская А.И.</i> Возрастные метки ранне- и позднектонических событий свекофеннского тектогенеза на ЮВ Балтийского щита (северный домен Приладожья)	34
<i>Нестеров И.И. (мл.), Огнев Д.А.</i> Тектонические и геодинамические аспекты нефтегазоносности Западно-Сибирской геосинеклизы	39
<i>Никитина Л.П., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Сергеев С.А., Бабушкина М.С.</i> ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os отношение в породах субконтинентальной литосферной мантии (по мантийным ксенолитам)	43

<i>Никишин А.М., Петров Е.И., Гайна К., Малышев Н.А., Фрейман С.И.</i> Новые геологические данные и модель тектонической истории Арктического океана	45
<i>Николаева С.Б.</i> Четвертичная тектоника Балтийского щита: актуальные проблемы изучения и результаты работ	48
<i>Никонов А.А., Зыков Д.С., Николаева С.Б., Шварев С.В.</i> Шовная зона «Линия Карпинского» на севере Европы как активный тектонически и сейсмически сейсмолинеament высшего порядка	52
<i>Новиков И.С.</i> Неотектоника Салаира	56
<i>Паверман В.И., Пасенко А.В., Шаццло А.В.</i> Казанский петрохронологический центр: первые результаты датирования цирконов из неопротерозойских толщ северо-востока и юга Сибирской платформы	61
<i>Павленкова Н.И.</i> Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа	67
<i>Павленкова Н.И.</i> Основные проблемы комплексной интерпре- тации геофизических полей при изучении верхней мантии	71
<i>Панина Л.В., Зайцев В.А.</i> Новейшее строение и сейсмичность Кубинского архипелага и прилегающего шельфа	75
<i>Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В.</i> Фрагменты геологической истории тиманид, зафиксированные в магматических комплексах южной части Ляпинско- Кутимского антиклинория (Северный Урал)	79
<i>Печенкин И.Г.</i> Геодинамические аспекты металлогении ураноносных осадочных бассейнов Евразии	85
<i>Подурушин В.Ф.</i> Северодвинская кольцевая структура – элемент региональной тектоники Северо-Запада европейской России . .	89
<i>Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.</i> Раннекиммерийская складчатая система и перспективы нефтегазоносности нижних секций осадочного разреза Западного Предкавказья	93
<i>Попков В.И.</i> Надвиги Горного Мангышлака	97
<i>Пржиялговский Е.С., Баталева Е.А., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Рыбин А.К.</i> Тектоническая интерпретация новых данных МТЗ по Кочкорской впадине (Тянь-Шань)	102
<i>Пржиялговский Е.С.</i> Реконструкции познекайнозойского сокращения поперечных размеров внутригорных впадин Тянь-Шаня с учетом пластичности деформаций палеозой- ского фундамента	106

<i>Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шпикерман В.И., Стокли Д.</i> Первые данные по U-Pb датированию (LA-ICP-MS) обломочных цирконов из средне-верхнепалеозойских осадочных пород южной части Приколымского поднятия (Верхояно-Колымская складчатая область)	111
<i>Медведев С.Н., Прокудин В.Г.</i> Скоростная модель верхней части разреза зоны перехода от континента к океану (регион Японского и Охотского морей)	116
<i>Прудников И.А.</i> Грубозернистые разрезы капысовской свиты (ранняя пермь) юга Уфимского амфитеатра, как результат локальных тектонических событий Уральского орогенеза	120
<i>Пучков В.Н.</i> Взаимоотношения процессов плюм- и плейт- тектоники на Урале	124
<i>Пырижок Н.Б., Генералова Л.В.</i> Особенности геофизических полей и геодинамика Пенинской зоны (Украинские Карпаты)	129
<i>Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.</i> Тектоническая эволюция Тимано- Североуральского сегмента земной коры в докембрии	133
<i>Ребецкий Ю.Л., Войтенко В.Н.</i> Новый тектонофизический метод реконструкции напряжений по данным о морфо- логии трещиноватости и оруденения	137
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Проблемные моменты общемантийной тепловой конвекции	141
<i>Рекант П.В.</i> Морфология и строение гетерогенного акустического фундамента восточного сектора Арктики	146
<i>Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Рыбин А.А., Сысолин А.И., Андреева Н.В.</i> Особенности глубинного строения и вулканической активности горы Эльбрус по комплексу геолого-геофизических данных	149
<i>Родкин М.В., Рукавишникова Т.А., Канышева В.В., Морозов Д.А.</i> Анализ микроэлементного состава нефтей, указание на роль глубинной компоненты	155
<i>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А.</i> Поздневенд- ское Волыньское внутриплитное магматическое событие – источник пепловых прослоев в вендских толщах Восточно- Европейской платформы?	158
<i>Рудько В., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А.</i> О триасовом магматизме на южной окраине Лавразии: результаты сравнения данных по детритным цирконам из пород Горного Крыма	163

<i>Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Антонюк Р.М., Ляпунов С.М.,</i> <i>Окина О.И.</i> Девон в метаморфическом ареале Спасского антиклинория Центрального Казахстана (Матакский блок) и проблема присутствия в структуре докембрия	167
<i>Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев</i> <i>А.А., Егорова С.В., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Еро-</i> <i>феева К.Г., Стифеева М.В.</i> Дайковый «штрих-код» Кольско-Мурманской провинции: новые данные для палеотектонических реконструкций восточной Фенно- скандии в раннем докембрии	172
<i>Сенцов А.А.</i> Современная геодинамика Калининградской области	176
<i>Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А.</i> Осо- бенности напряженно-деформированного состояния горных пород в различных геоструктурных зонах севера Азии	181
<i>Симонов Д.А., Захаров В.С.</i> Относительные движения крупных кинематически однородных блоков Северо-Американской платформы по данным анализа сетей ГНСС	185
<i>Сколотнев С.Г.</i> Разномасштабная сегментация медленноспре- динговых срединно-океанических хребтов и ее возможные причины (на примере Центральной и Южной Атлантики)	189
<i>Слабунов А.И., Синг В.К., Светов С.А.</i> Эволюция земной коры Бунделкхандского кратона Индийского щита и геодинами- ческие процессы в архее	193
<i>Смирнов В.Н., Федоров П.И.</i> О составе и возрасте кайнозойских вулканитов в басс. р. Бол. Гарманда (Северное Приохотье) . . .	197
<i>Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю.</i> Средненеоплейстоценовая зональная тектоническая активизация в Верхоянско- Чукотской области горообразования	199
<i>Смирнова Ю.Н.</i> Возраст и источники метатерригенных пород чаловской серии Аргунского континентального массива восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса . .	202
<i>Соколов С.Д.</i> Тектоника арктической окраины Чукотки и проблема делимитации шельфа Восточной Арктики	206
<i>Соколов С.Ю.</i> Признаки сдвиговых смещений в пассивных частях трансформных разломов	210
<i>Соколов С.Ю.</i> Генезис дискордантных разломных трогов и неоднородность скоростей спрединга вдоль САХ	215

<i>Спиридонов Э.М.</i> О составе фундамента киммерид Горного Крыма	219
<i>Спиридонов Э.М.</i> Метаморфические образования киммерид Горного Крыма	223
<i>Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Суслова А.А., Гиляев Р.М., Шелков Е.С.</i> Роль тектоники в формировании аномальных разрезов бажендовской свиты Западной Сибири	228
<i>Суворова Е.Б.</i> Палеотектонические аспекты триасовой истории развития Восточно-Баренцевского шельфа	232
<i>Чехович В.Д., Сухов А.Н.</i> Офиолитовые аллохтоны в структуре аккретированных островных дуг Олюторской зоны Корякии и Восточной Камчатки	233
<i>Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю.</i> Складчатые и разрывные структуры Керченско-Таманской межпериклинальной зоны, контролирующие грязевой вулканизм	237
<i>Тверитинова Т.Ю., Гуцин А.И.</i> Структурная гомология орогенов (на примере Восточно-Саянского и Крымско- Кавказского орогенов)	241
<i>Тевелев Ал.В., Прудников И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Володина Е.А.</i> Кинематическая модель формирования блока Каратау (Южный Урал)	245
<i>Тевелев Арк. В., Попов С.С., Тевелев Ал. В., Прудников И.А.</i> Альпийская тектоника и новейшие отложения северной части Южного Урала	249
<i>Тевелев Арк. В.</i> Глиняный ороген: альпийское развитие Керченского полуострова	255
<i>Терехов Е.Н., Морозов Ю.А., Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Щербакова Т.Ф.</i> Дайки кварцевых долеритов (2.3 млрд лет) – как возможные индикаторы геодинамической обстановки в палеопротерозое (Печенгское рудное поле, Балтийский щит) .	259
<i>Тимурзиев А.И.</i> Геодинамические аспекты нефтегазовой зональности первичных мантийных УВ-систем и глобальные закономерности нефтегазоносности недр. Часть 1: зональность первичных мантийных УВ-систем	263
<i>Тимурзиев А.И.</i> Геодинамические аспекты нефтегазовой зональности первичных мантийных УВ-систем и гло- бальные закономерности нефтегазоносности недр. Часть 2: глобальные закономерности нефтегазоносности недр	269

<i>Трапезников Д.Е., Трапезникова А.Б.</i> Механизмы деформации соляных пород на примере Верхнекамского месторождения . .	275
<i>Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.</i> Тектоническое значение геодинамических процессов в ядре и мантии Земли	279
<i>Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В.</i> Новейшие тектонические структуры зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области	282
<i>Турова Е.С., Алексеева А.К.</i> Структурные карты Лаптевского седиментационного бассейна	289
<i>Фрейман С.И., Никишин А.М., Гайна К., Петров Е.И.</i> Модель тектонического развития Арктического региона в аптальбское время	292
<i>Хотылев А.О., Тевелев Ал.В.</i> Дайковые рои Башкирского мегантиклинория: геохимические особенности и этапы формирования	295
<i>Черных А.А.</i> Новая кинематическая модель формирования Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана	300
<i>Шалаева Е.А., Соколов С.А., Лебедев В.А., Хисамутдинова А.И.</i> Корреляция туфа ереванско-ленинканского типа и вулканитов привершинной части влк. Арагац	303
<i>Шарков Е.В.</i> Строение и развитие нижней коры океанов и задуговых морей: свидетельства по впадине Маркова (Срединно-Атлантический хребет, 6° с.ш.) и Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал)	306
<i>Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В.</i> Новые палеомагнитные данные по терминальному докембрию Енисейского Кряжа (чингасанская и чапская серии Тейско-Чапского прогиба): дрейф Сибири, истинное смещение полюса или специфика геомагнитного поля неопротерозоя?	311
<i>Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В.</i> Первые палеомагнитные и изотопно-геохимические данные по неопротерозойским перигляциальным отложениям Сибирской платформы (нижняя свита, западный склон Алданского щита)	316
<i>Шевченко В.И., Гусева Т.В., Добровольский И.П., Крупенникова И.С., Лукк А.А.</i> Неплейттектоническая геодинамика Пиренеев .	322
<i>Шипилов Э.В.</i> Эндогенный фактор в формировании уникальных и крупных месторождений Восточно-Баренцевского мегабассейна	326

<i>Шипилов Э.В., Шкарубо С.И.</i> Галокинез в окраинно-континентальных осадочных бассейнах Арктики	331
<i>Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Кононов М.В.</i> Структурно-тектонические обстановки в северных сегментах Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии по сейсмическим данным	336
<i>Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Сумарева И.В., Ядута В.А.</i> Пост-микулинская тектоника Приладожья	341
<i>Шаццло А.В.</i> Неопротерозойский палеоклиматический парадокс: пути решения	346
<i>Яковлев Ф.Л.</i> К попытке методологического анализа реалистичности основных модельных допущений современной геодинамики	349
<i>Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С.</i> Использование факторного анализа для диагностики геодинамических процессов формирования структуры альпийского Большого Кавказа; роль процесса изостазии	354
Молодежная секция	359
<i>Агеев А.С., Егоров А.С.</i> Структурно-вещественные неоднородности земной коры в пределах региональных сдвиговых зон по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных	359
<i>Агибалов А.О., Усанова О.И., Мошкин И.В.</i> Выявление областей повышенной современной геодинамической активности Приладожья по данным тектонофизического моделирования .	363
<i>Агибалов А.О., Зайцев В.А.</i> Морфометрические исследования территории Приладожья	366
<i>Багдасарян Т.Э., Шитов М.В.</i> Новые данные голоценовой сейсмичности юго-восточного Приладожья	370
<i>Барановский М.С., Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.</i> Физическое моделирование развития островных блоков в пределах континентальных окраин (на примере Синайского полуострова и о. Шри-Ланка)	375
<i>Беляев М.О., Коротаев М.В.</i> Применение метода сбалансированных разрезов для моделирования эволюции структурного плана южной части складчато-надвигового пояса Субандино (Боливия)	379
<i>Брусницына Е.А., Еришова В.Б., Худолей А.К., Андерсен Т.</i> Результаты исследований u – рb-изотопного возраста	

обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений четласского камня (тиманской гряды)	384
<i>Ветров Е.В., Черных А.И.</i> Эволюция гранитоидного магма- тизма Восточно-Таннуольского района Тывы в раннем палеозое: синтез геологических, геохимических, геохро- нологических и металлогенических данных	388
<i>Гайдук А.В., Долгова Е.И.</i> Фациальное моделирование вендских терригенных отложений непской свиты в пределах Непско- Ботуобинской антеклизы	391
<i>Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Еришова В.Б., Худoley А.К., Васильева Е.Е.</i> U-Pb датирование обломочных цирконов из неопротерозойско-раннекембрийских отложений Северо- Запада России: «провенанс-сигнал» Тиманского орогена	392
<i>Короткова М.А., Тевелев А.В.</i> Складчато-надвиговые дефор- мации пород таврической серии в карьере Школьный (ЮЗ Крым)	396
<i>Курапов М.Ю., Еришова В.Б., Макарьев А.А., Макарьева Е.А., Худoley А.К.</i> Ранне-среднекаменноугольный магматизм Северного Таймыра	400
<i>Кушнарёва А.В., Москаленко А.Н.</i> Реконструкция параметров стресс-состояния восточной оконечности Северо-Западного Кавказа	403
<i>Лебедев И.Е., Войтенко В.Н.</i> Тектонофизические критерии прогноза амплитуд раскрытия участков разлома сложной формы, на примере Бадранского рудного поля, Республика Саха (Якутия)	407
<i>Мирхайдарова Р.И., Тевелев А.В.</i> Строение и обстановки обра- зования дайкового комплекса Уртапай (юго-западный Крым) .	412
<i>Попков И.В.</i> Тектонические дислокации Голубой Бухты (Северо-Западный Кавказ)	415
<i>Попов С.С., Тевелев Арк. В.</i> Неотектоническая позиция и фациальный состав аллювиальных отложений первой надпойменной террасы реки Ай (Южный Урал)	418
<i>Смолянова Д.В., Тевелев А.В.</i> Киловые глины района полигона МГУ (Крым): минеральный состав, адсорбционные свойства, стратиграфическая позиция и условия образования	421

Научное издание

**ТЕКТОНИКА
СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ
ОКЕАНОВ И ИХ ОКРАИН**

Материалы I Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати

Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 16.01.2018

Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м

Печать офсетная. Уч.-изд. 27,0 п.л. 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.