

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН
ФГУНПП «СЕВМОРГЕО»

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

**Материалы XVIII Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии**

Москва, 16–20 ноября 2009 г.

Том V

Москва
ГЕОС
2009

ББК 26.221

Г35

УДК 551.35

**Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. – М.: ГЕОС, 2009. – 320 с.
ISBN 978-5-89118-479-4**

В настоящем издании представлены доклады морских геологов, геофизиков, геохимиков и других специалистов на XVII Международной научной конференции (Школе) по морской геологии, опубликованные в пяти томах.

В томе V рассмотрены проблемы, связанные с биогеохимическими процессами в морях и океанах, геоэкологией, загрязнением Мирового океана, новыми методами четырехмерного мониторинга.

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 09-05-06029), ФГУНПП «Севморгео», издательства ГЕОС.

Ответственный редактор

Академик А.П. Лисицын

Редакторы к.г.-м.н. В.П. Шевченко, к.г.-м.н. Н.В. Политова

The reports of marine geologists, geophysics, geochemists and other specialists of marine science at XVIII International Conference on Marine Geology in Moscow are published in five volumes.

Volume V includes reports devoted to the problems of biogeochemical processes in the seas and oceans, geoecology, pollution of the World Ocean and new methods of four-dimensional monitoring.

Chief Editor

Academician A.P. Lisitzin

Editors Dr. V.P. Shevchenko, Dr. N.V. Politova

ББК 26.221

© ИО РАН 2009

***ГЕОФИЗИКА И
ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА МОРЕЙ
И ОКЕАНОВ***

В.М. Анохин

(ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: vladanokhin@yandex.ru)

О закономерностях ориентации линейных структур дна океанов

V.M. Anokhin

(VNIIOkeangeologiya, St.Petersburg, e-mail: vladanokhin@yandex.ru)

Orientation Regularities of Lines Structures of Oceanic Bottom

Существование в континентальной коре Земли конечного числа закономерно ориентированных систем линейных структур, образующих «регматическую решетку» (Зондер, 1947), или «систему планетарной трещиноватости» (Умбгрове, 1947), доказано довольно давно. Большинство исследователей выделяет 4 главные системы регматической решетки: субширотную, субмеридиональную, диагональную СВ и диагональную ЮВ. Автор, принимая личное участие в многочисленных геолого-геофизических исследованиях как на суше, так и в океанах, собрал обширный фактический материал по геологическому строению ряда регионов мира. Практически во всех исследованных регионах, в т.ч. на океанической коре, автором установлено заметное проявление 4-х главных регмагических систем (рис. 1.). В данной работе произведена попытка выяснить степень проявления регматической решетки на дне океанов на однородной общепланетной картографической основе, в качестве которой были привлечены рельефные карты ГУНИО, 1970, 1980, тектонические и геологические карты: Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин, 1982; С.И. Андреев, И.С. Грамберг, 2000; Л.И. Красный, 2000; Б.А. Яцкевич, 2000. К работе привлекались также космические данные с сайтов <http://srtm.csi.cgiar.org>; ftp://torex.ucsd.edu/pub/srtm30_plus; srtm.csi.cgiar.org.

На этой основе были произведены массовые замеры азимутов простираения линеаментов и разрывных нарушений в пределах широтных поясов по 2°. Раздельно измерялись азимуты следующих линейных форм рельефа океанов: бровки континентального склона, океанических желобов, океанических хребтов, осевых структур, СОХ, трансформных структур. Число замеров по рельефу океанов составило 6 034. На тектонических и геологических картах раздельно измерялись азимуты разрывных нарушений разного генезиса – возникших преимущественно в результате растяжения (сбросы, раздвиги), сжатия (взбросы, надвиги), или сдвига (сдвиги). Количество замеров азимутов разрывов составило 6 363.

Результаты измерений сводились в розы-диаграммы, сопоставление которых приводит к выводу об общности закономерностей направленности для всех линейных форм рельефа, для различных разрывных нарушений, для линейных структур континентальной и океанической коры (рис. 2). Эти

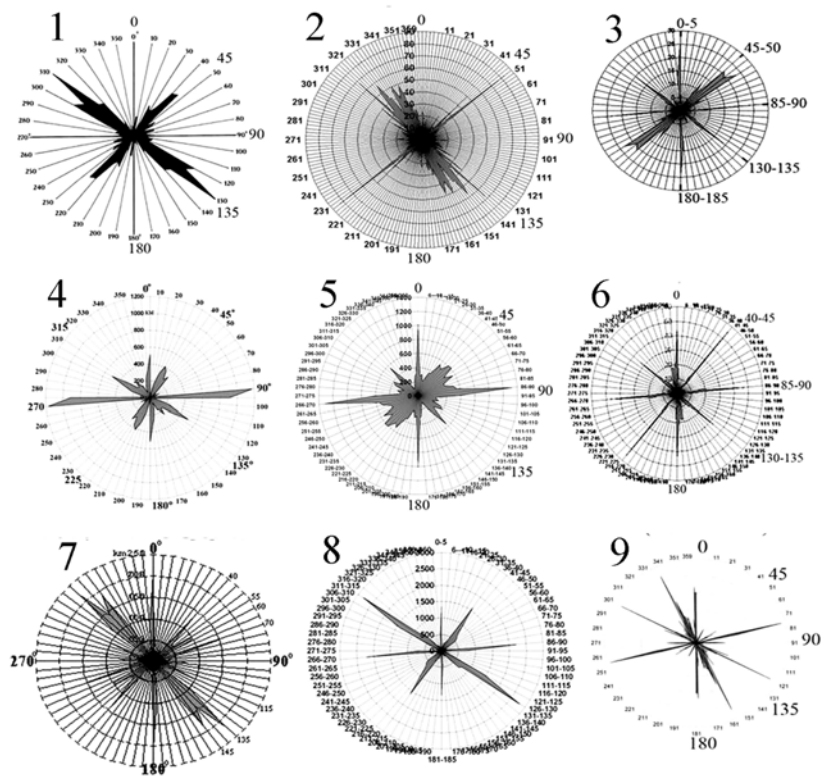


Рис. 1. Розы-диаграммы направленности линейных структур в различных регионах мира: 1 – Баренцевоморский шельф, 2 – Лаптевоморская континентальная окраина, 3 – Русская Гавань (Новая Земля), 4 – Чукотское море, 5 – Японское море, 6 – озеро Ильмень, 7 – Финский залив, 8 – Магеллановы горы (Тихий океан), Южно-Кларионская впадина (Тихий океан)

закономерности сводятся к существованию 4-х главных систем разрывных нарушений: - ортогональной, включающей субмеридиональную (азимут $0 - 10^\circ$) и субширотную (азимут $80 - 90^\circ$) составляющие; - диагональной северо-восточной (азимут $30-60^\circ$, в среднем 45°); - диагональной юго-восточной (азимут $120 - 150^\circ$, в среднем 135°) [1, 2]. Заметных расхождений в направленности линейных форм рельефа и разрывных нарушений не выявлено, все они имеют тенденцию к вышеуказанным 4-м системам (рис. 3).

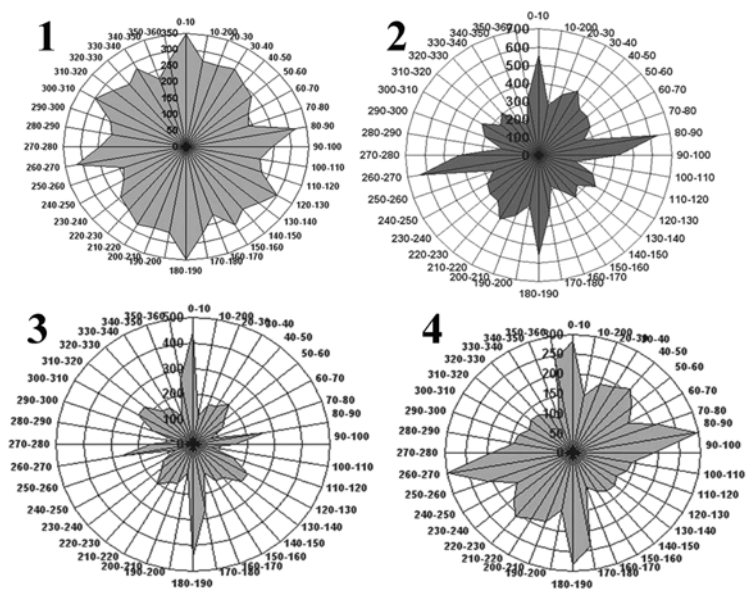


Рис. 2. Розы-диаграммы направленности: 1 – линейментов по суше, 2 – линейментов по океанам, 3 – разломов по суше, 4 – разломов по океанам

Таким образом доказано, что 4 главные системы регматической решетки распространены не только на континентах, но и в океанах; т.е. подтверждается предположение об их глобальном характере.

На следующем этапе было выяснено, что системы разломов 4-х главных направлений имеют заметную тенденцию к чередованию с более или менее выдержанным в данном масштабе шагом – 100, 200, 500 и более км, вплоть до планетарных зон 1-го порядка. Это регулярное чередование выявлено при изучении структурных сетей как отдельных регионов (в т.ч. шельфов арктических морей России, арктических островов, районов Русской платформы, морей и островов западной тихоокеанской окраины, районов в западной и восточной частях Тихого океана), так и на общепланетной картографической основе.

Корни регмагенной сети разломов явно имеют значительную глубинность, поскольку в ее состав входят глубинные швы зоны перехода континент – океан, трансрегиональные разломы, демаркационные зоны разломов, глубины проявления которых оцениваются во многие десятки и сотни километров. Значительная глубинность сети подтверждается и конфигурацией геофизических полей, линейные элементы которых во

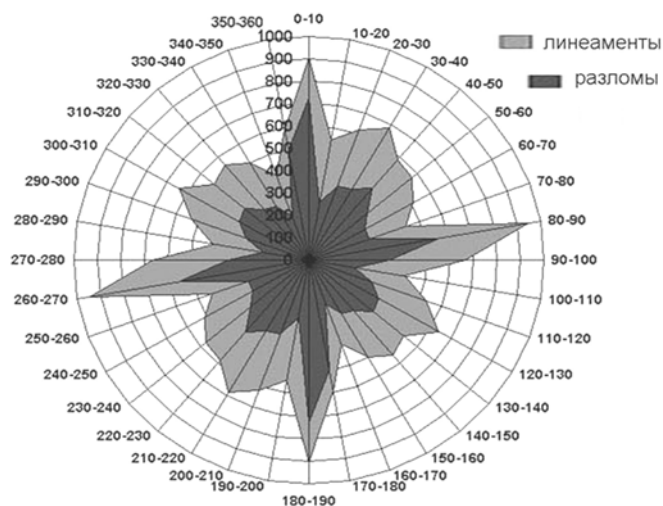


Рис. 3. Роза-диаграмма общей направленности линейных структур Земли

многих регионах хорошо сопоставляются с четырьмя главными системами глобальной сети. Результаты исследования направленности структурных линий («сейсмолинеаментов») зон Бенъофа на различных глубинах также говорят о большой глубине проявления общепланетной структурной сети [2].

Возраст общепланетной регмагнетной сети определяется возрастом составляющих ее линейных структур, которые в своем большинстве были образованы на протяжении фанерозоя.

Регмагнетная сеть по-видимому сформирована комплексом общепланетных полей напряжений, где скорее всего участвуют ротационные, приливно-отливные и, возможно, пульсационные силы [2]. Об этом говорит симметричная ориентировка главных систем регмагнетной сети относительно оси вращения планеты, а также результаты факторного анализа, которому был подвергнут массив данных. Хорошей иллюстрацией возможного механизма формирования регмагнетной сети может служить модель общепланетного ротационного поля коровых напряжений [3].

Главным результатом данного исследования автор считает доказанное наличие на дне океанов тех же 4-х главных систем регматической решетки, что и на континентах, что подтверждает глобальный характер этой решетки.

1. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. № 5. С. 3-9.

2. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение С-Пб.: Недра, 2006. 161 с.
3. Долицкий А.В., Кийко И.А. О причинах деформации земной коры // Проблемы планетарной геологии М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 291-311.

As a result of numerous measurements of directions of lineaments and fractures on oceanic bottom we get direction-charts of planetary fracturing of Earth for set of regions, for continents and oceans and for all planet. We get verification total orderly texture of net of global fracturing, availability orthogonal and diagonal systems in it. Discover standard par of parameters of this net for all surface of the Earth, with oceanic bottom.

Ю.И. Блох¹, В.И. Бондаренко², В.А. Рашидов³, А.А. Трусов⁴

(¹Российский государственный геологоразведочный университет им. Орджоникидзе, Москва, yuri_blokh@mail.ru; ²Костромской Государственный университет им. Н.А. Некрасова, Кострома, e-mail: vibond@list.ru; ³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: rashidva@kscnet.ru; ⁴ЗАО «ГНИПП Аэрогеофизика», Москва, trusov@aerogeo.ru)

Геофизические исследования подводного вулкана Берга (Курильская островная дуга)

Yu.I. Blokh¹, V.I. Bondarenko², V.A. Rashidov³, A.A. Trusov⁴

(¹Russian State Geological Prospecting University, Moscow; ²Kostroma State University named after N.A. Nekrasov, Kostroma; ³Institute of Volcano logy and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ⁴ZAO «GNPP Aerogefizika», Moscow)

Geophysical survey of the Berg submarine volcano: the Kuril island arc

Плосковершинный подводный вулкан Берга, названный в честь известного отечественного географа академика Л.С. Берга [1], расположен в Курильской островной дуге в 16 км к северу от северной оконечности острова Итуруп. Вулкан был изучен в 1949-55 гг. в экспедициях Института океанологии АН СССР на НИС «Витязь» и «Крылатка», в 1971-72 гг. в экспедициях СахКНИИ ДВНЦ АН СССР на НИС «Пегас» и «Витязь-2», а также в 1981-91 гг. в экспедициях Института вулканологии ДВО АН СССР на НИС «Вулканолог» [1-6].

Подводный вулкан Берга поднимается в северной части с глубин 2200-2300 м, а от острова Итуруп он отделен глубинами ~ 1000 м. Относительная высота вулкана 1800 м, а с учетом перекрытого донными осадками основания – 2400 м. Площадь основания 11×15 км, а объем вулканической постройки 105 км³. Крутизна склонов изменяется от 15° у основания, до

25-30° в привершинной части постройки. Плоская, наклоненная к северу, в сторону пролива Фриза, вершина располагается на глубинах 500-700 м (рис. 1а). Ее размер составляет 5×6.5 км. Отмеченная минимальная глубина равна 480 м. Вершина вулкана перекрыта слоем отчетливо слоистых отложений мощностью порядка 100 м, залегающих согласно поверхности дна. Они перекрывают более древнюю плоскую, по-видимому, абразионную поверхность, выработанную в плотных вулканогенных породах, слагавших привершинную часть постройки.

Западный, северо-западный и северный секторы постройки сложены преимущественно плотными вулканогенными породами. Мощность предполагаемых рыхлых отложений на склонах обычно незначительна или они вовсе отсутствуют. Но местами в нижней части постройки на склонах отмечаются довольно крупные линзы предположительно рыхлых вулканогенных или осадочных отложений. У подножия постройки в этом районе широко развиты оползневые тела, мощностью до 100-200 м.

Почти со всех сторон вулкан окружен крупными активными подводными каньонами, отделяющими его от соседних подводных вулканов о. Итуруп. Вероятно, в прошлом вулкан поднимался выше уровня моря, образуя остров. Затем вершина его была срезана абразией, а сам вулкан испытал опускание на 500-700 м, что хорошо согласуется с данными В.Ф. Остапенко [3]. Современное положение вершинной поверхности не соответствует уровню предголоценовой подводной террасы. Скорее всего, выработка плоской вершинной поверхности происходила не позднее раннего плейстоцена или плиоцена. О довольно древнем возрасте вулкана свидетельствуют также достаточно большая мощность осадочных отложений, перекрывающих северное подножие вулкана, наличие выраженного слоя осадков на плоской вершине.

Драгирование, выполненное в рейсах Института вулканологии, оказалось малоэффективным [5]. В рейсах СахКНИИ поднят ряд вулканических пород от базальтов до риолитов, в котором доминируют андезибазальты и базальты [3, 4].

К вулканической постройке приурочена аномалия магнитного поля ΔT_a двух знаков с амплитудой, превышающей 1200 нТл (рис. 1б). При этом к северу от основного максимума магнитного поля наблюдается локальный минимум, что в северном полушарии характерно для индуктивно намагниченных объектов, а также для объектов с остаточной намагниченностью того же направления, что и современное магнитное поле Земли. Для моделирования вулканической постройки нами была применена программа REIST из пакета программ структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D [2]. С ее помощью определялось латеральное распределение эффективной намагниченности в субгоризонтальном слое, верхняя кромка которого задавалась по данным эхолотных промеров, а нижняя оценивалась по спектру аномального

магнитного поля. В результате итерационный процесс, реализованный в программе REIST, позволил за 113 итераций аппроксимировать аномальное поле со среднеквадратической погрешностью 33 нТл. Подобный характер подбора свидетельствует, с одной стороны, об очень сильной намагниченности пород, а, с другой стороны, о сравнительно неглубоком расположении верхней кромки пород и о неоднородности их остаточной намагниченности. Отметим при этом, что на полученной модели (рис. 1а) северный индукционный минимум, хорошо заметный в аномальном поле (рис. 1б), уже не обнаруживается, то есть гипотеза о преимущественной ориентировке вектора намагниченности пород вдоль современного геомагнитного поля, положенная в основу проведенного моделирования, оказалась справедливой. В итоге моделирование дало возможность выделить на склонах подводного вулкана Берга отдельные лавовые потоки.

Наиболее намагниченные лавовые потоки изливались в привершинной части западного склона вулканической постройки (рис. 1в, 1г). Судя по величине эффективной намагниченности, превышающей 9 А/м, и результатам драгирования [3, 4] эти лавовые потоки сложены, скорее всего, базальтами и являются наиболее молодыми в пределах вулканической постройки. Излияние этих потоков происходило, вероятнее всего, не позднее, чем 70000 лет назад уже в подводных условиях.

Для уточнения характера глубинного строения вулканической постройки был применен анализ особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле ΔT_a , с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР [7]. На рис. 2 показано изображение, где системой синтезированы результаты, полученные методами В.Н. Страхова, В.М. Березкина и Г.А. Трошкова на одном из профилей. Несмотря на крайне ограниченное число точек измерения, они свидетельствуют, что помимо особенностей, приуроченных к верхней кромке, уверенно локализуется особенность на глубине более 2 км, смещенная к северо-востоку от эпицентра магнитной аномалии. Повидимому, это указывает на направление канала излияния базальтов.

Плосковершинный вулкан Берга является крупной вулканической постройкой, имеющей сложное строение. Почти со всех сторон вулкан окружен крупными активными подводными каньонами. Вероятно, в прошлом вулкан поднимался выше уровня моря, образуя остров. Затем вершина его была срезана абразией, а сам вулкан опустился на 500-700 метров. Скорее всего, выработка плоской вершинной поверхности происходила не позднее раннего плейстоцена или плиоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант 09-III-A-08-427).

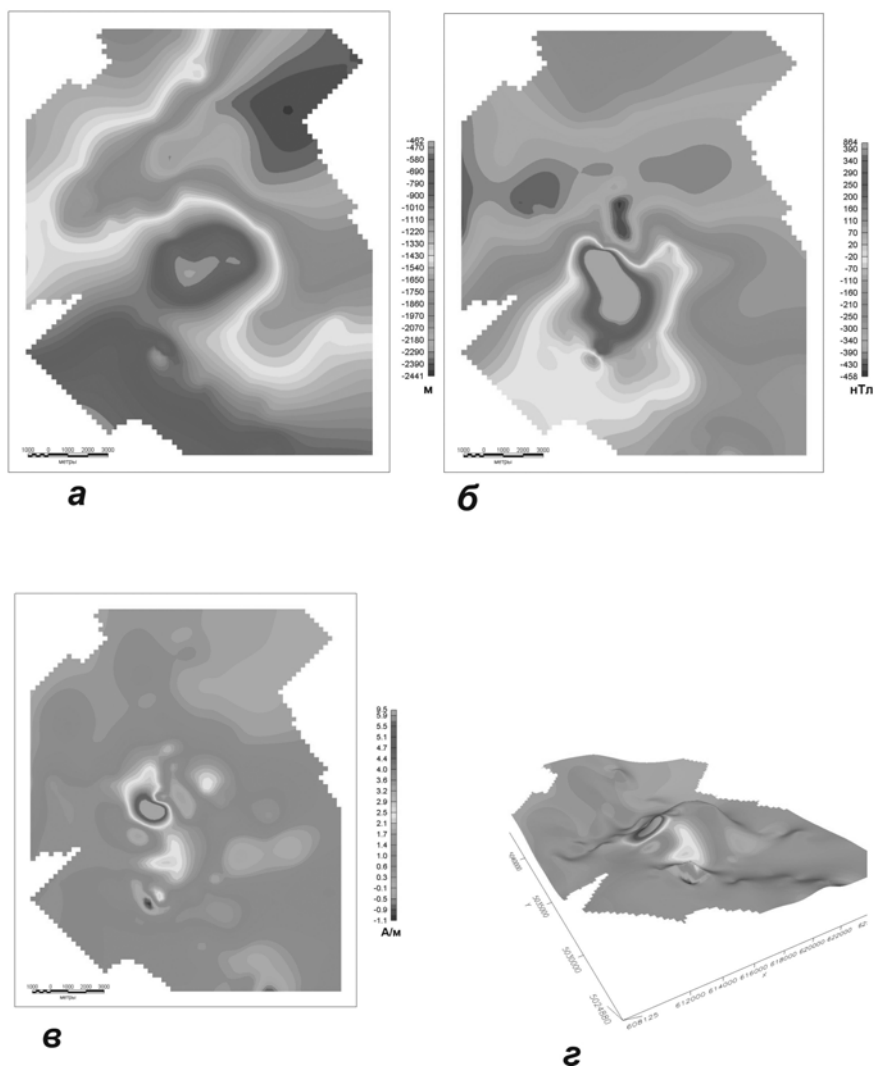


Рис. 1. Подводный вулкан Берга: *а*– батиметрия; *б* – аномальное магнитное поле ΔT_a ; *в* – распределение эффективной намагниченности вулкана; *з* – распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана.

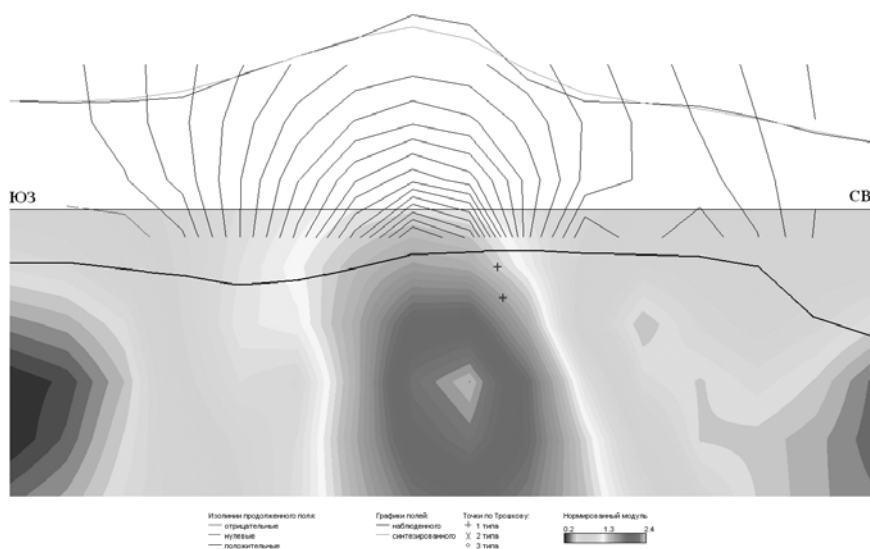


Рис. 2. Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле ΔT_a , с наложенным рельефом дна по данным эхолотных промеров.

1. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды Лаб. вулканологии. 1958. Вып. 13: Молодой вулканизм. С. 71-88.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Берга (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 70-75.
3. Остапенко В.Ф. Подводные вулканы прикурильской части Охотского моря и их значение для понимания новейшей истории этого региона // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 1. С. 168-171.
4. Остапенко В.Ф., Кичина Е.Н. Вещественный состав лав подводных вулканов Курильской дуги // Геология дна Дальневосточных морей. Владивосток: Из-во ДВНЦ АН СССР. САКНИИ, 1977. С. 24-45.
5. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.
6. Gribidenko G.S., Svarichevsky A.S. Tectonics of the South Okhotsk Deep-Sea Basin // Tectonophysics. 1984. V. 102. P. 225-244.
7. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «Сингуляр» // Известия вузов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123-127.

The authors have studied the flat-topped Berg submarine-volcano. Volcano relative elevation is 1800 m. The volcano occupies the 11×15 km area, its edifice volume comprises 105 km³. The effective magnetization intensity value exceeding 9 A/m and dredge sampling show that these lava flows are likely composed with basalts and are the youngest within the edifice.

В.И. Бондаренко¹, В.А. Рашидов²

(¹Костромской Государственный университет им. Н.А. Некрасова, Кострома, e-mail: vibond@list.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: rashidva@kscnet.ru)

Подводный хребет Шокальского (Южные Курилы)

V.I. Bondarenko¹, V.A. Rashidov²

(¹Kostroma State University named after N.A. Nekrasov, Kostroma; ²Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

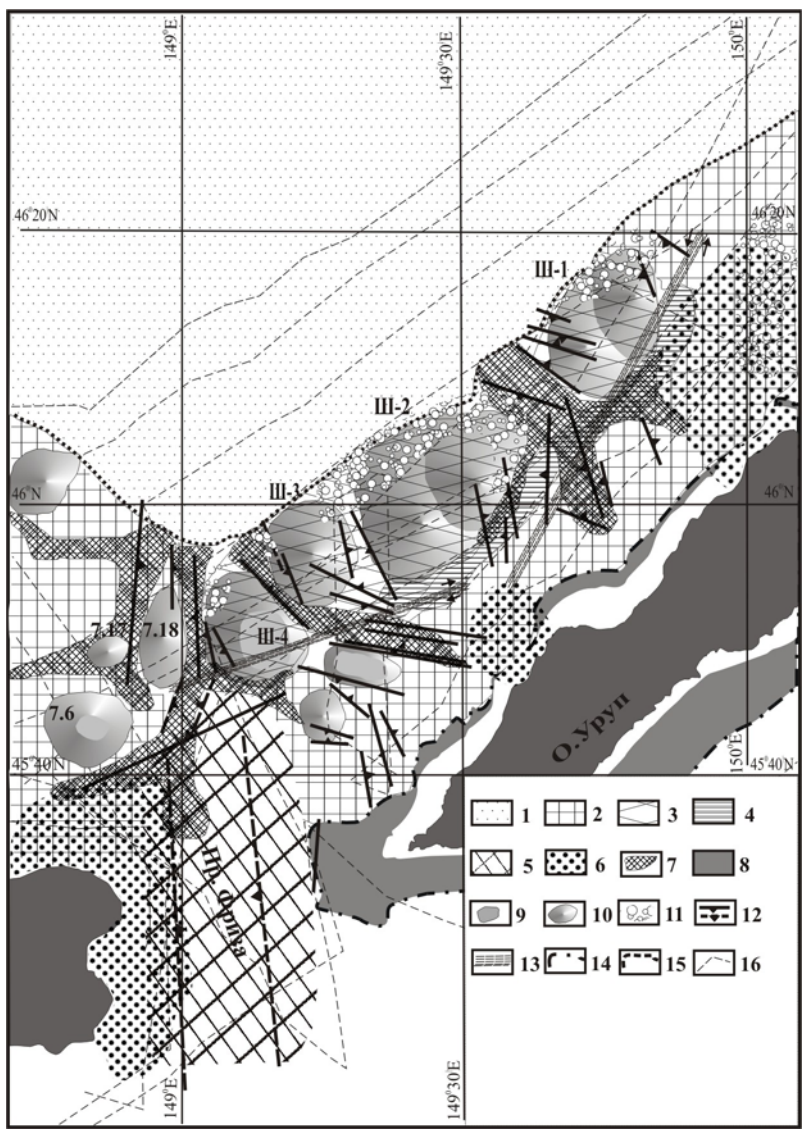
Submarine Schokalsky ridge (Southern Kuriles)

Охотоморский склон о. Уруп является одним из наименее изученных районов Курильской островной дуги. Впервые несколько промерных профилей были выполнены здесь ИО АН СССР на НИС «Витязь» в середине 50-х годов прошлого века [1]. По данным этих исследований в средней части охотоморского склона о. Уруп, в 20-25 км от него, было обнаружено валообразное поднятие, протягивающееся с юго-запада на северо-восток, почти параллельно острову. Это поднятие получило название хребет Шокальского в честь известного отечественного океанографа. Было высказано предположение о его возможной вулканической природе.

В 80-е годы прошлого века Лабораторией подводного вулканизма ИВ ДВО СССР в рейсах НИС «Вулканолог» в данном районе было отработано 17 геофизических профилей, по которым выполнены эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) и гидромагнитная съемка. Суммарная протяженность профилей около 1100 погонных км. Интерпретации результатов этих исследований посвящена настоящая работа.

Охотоморский склон острова Уруп характеризуется очень узким шельфом на глубинах 100-160 м. Его ширина обычно не превышает 5 км, на отдельных участках он отсутствует (рис. 1). Лишь к юго-западу от мыса Ван-дер-Линда, в северо-восточной части пролива Фриза, шельфовая терраса на глубинах до 160 м расширяется до 10-12 км. Также достаточно хорошо развит шельф с океанической стороны о. Уруп. Здесь его ширина составляет 8-10 км.

Охотоморский склон о. Уруп в его верхней части круто погружается до глубин 1500-1600 м в южной части острова и до глубин 2300-2400 м в его северной части. Склоны здесь очень крутые. Угол наклона местами



превышает $10-15^{\circ}$. Склоны расчленены многочисленными эрозийными врезами, подводными канонами. Глубина вреза их меняется от первых десятков до ста и более метров. Кроме того, по нарушениям волновой картины, смещениям отражающих границ на сейсмограммах НСП, здесь можно выделить большое количество разрывных нарушений.

← **Рис. 1.** Морфоструктурная схема Охотоморского склона о. Уруп.

1-плоская аккумулятивная поверхность дна Курильской котловины; 2-крутонаклонные эрозионно-тектонические или эрозионно-вулканогенные поверхности дна верхней части склонов БКГ; 3-хребет Шокальского; 4-ложбина, отделяющая хребет Шокальского от верхней части склона о. Уруп; 5-желоб пролива Фриза; 6-участки распространения предполагаемых четвертичных вулканогенных отложений; 7-крупные подводные каньоны; 8-9 - плоские участки дна на глубинах до 140-160 м, соответствующих голоценовому повышению уровня моря (8), и на глубинах более 160 м (9); 10-подводные горы; 11-участки распространения оползневых отложений; 12-разломы установленные и предполагаемые по данным геофизических исследований; 13-предполагаемые зоны сдвигов; 14-бровка шельфа; 15-граница Курильской котловины; 16-геофизические профили. Каталожные номера подводных гор приведены по [2].

По данным П.Ю. Ковтуновича и др. [3] вдоль охотоморского побережья о. Уруп широко распространены образования рыбаковской свиты позднемиоценового-плиоценового возраста, представленные линзовидно переслаивающимися гялокластитами основного и среднего состава различной размерности, вулканическими турбидитами, чередующимися с туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, туфоконгломератобрекчиями, туффитами дацитов и риодацитов и др. Вероятно, эти образования слагают верхнюю часть разреза охотоморского склона о. Уруп.

В районах мыса несчастья и мыса Шаутен верхняя часть охотоморского склона о. Уруп перекрывается толщей акустически непрозрачных отложений. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, они, скорее всего, представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Источником материала, вероятно, являются располагающиеся неподалеку четвертичные вулканы о. Уруп.

В средней части Охотоморского склона о. Уруп выделяется пологая ложбина, погружающаяся в северо-восточном направлении (рис. 1). Она отделяет от верхней части склона валообразное поднятие хребта Шокальского.

Хребет Шокальского включает 4 крупных массива, разделяющиеся крупными подводными каньонами. Самый северный из этих массивов (Ш-1) отделяется от верхней части склона глубинами 2300-2400 м. Минимальная зафиксированная глубина вершины – 1850 м. Судя по данным НСП, массив Ш-1, скорее всего, включает несколько слившихся вулканических построек (минимум две), располагающихся вдоль линии северо-восточного простирания (азимут простирания 35°).

Остальные 3 массива хребта Шокальского (Ш-2 – Ш-4) имеют сходное двухъярусное строение. Нижний ярус, судя по данным НСП, скорее всего,

слагается более древними плотными породами. В прошлом, вероятно, здесь могло существовать протяженное плосковершинное поднятие, охватывавшее все 3 массива, позже расчлененное поперечными каньонами. Остатки плоской вершины прослеживаются под более молодыми отложениями. Глубина ее постепенно увеличивается с северо-востока на юго-запад, в сторону пролива Фриза – от 1300-1500 м в пределах массива Ш-2 до 1500-2000 м в районе массива Ш-4. Древнее ядро перекрывается более молодыми предположительно вулканогенными отложениями, слагающими несколько сложных, преимущественно пирокластических вулканических построек, располагающихся в привершинной части хребта Шокальского.

Данные геофизических исследований позволяют выявить в данном районе большое количество разрывных нарушений, в том числе и с признаками недавней активности. Амплитуда смещения по некоторым из них может достигать сотен метров. Расчленяющие хребет каньоны приурочены в основном к поперечным грабенообразным структурам. Рисунок выявленных разломов позволяет предполагать существование здесь крупных зон со сдвиговым характером смещений, примерно совпадающих с ложбиной, отделяющей хребет Шокальского от верхней части приостровного склона.

Данные наших исследований позволяют предполагать, что когда-то структура хребта Шокальского располагалась вблизи уровня моря или даже выше его. Возможно, она входила в состав древнего о. Уруп. Затем она отчленилась от о. Уруп и испытала погружение на 1500-2000 м. Это может быть обусловлено активизацией погружений дна соседней Курильской котловины с образованием крутого приостровного склона со значительным перепадом высот и формированием ослабленной зоны вдоль зоны сдвиговых дислокаций в средней части склона. Активизация тектонических движений привела также к активизации магматизма и формированию вулканических построек, надстраивающих древнюю структуру хребта Шокальского.

Высокая тектоническая и сейсмическая активность региона, крутые склоны, широкое распространение мощных толщ гравитационно неустойчивых рыхлых вулканогенных и осадочных отложений способствуют широкому распространению обвально-оползневых процессов, признаки которых фиксируются почти на всех профилях НСП в пределах каньонов и в средней и нижней частях северо-западных склонов хребта Шокальского.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант 09-III-A-08-427).

1. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф. и др. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги // Тр. лаб. вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71-87.

2. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.
3. Ковтунович П.Ю., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Арутюнян Е.В. Хронология и эволюция магматизма острова Уруп (Курильский архипелаг) по данным К-AR изотопного датирования и диатомового анализа // Тихоокеанская геология. 2004. № 6. С. 32-44.

The Shokalsky ridge includes 4 large massives, divided by large underwater canyons. Once the structure of a Shokalsky ridge was standing near to a sea level or even above it. Then she has tested immersing on 1500-2000 m and has been built on by younger volcanic constructions.

В.И. Бондаренко

(Костромской Государственный университет им. Н.А. Некрасова, Кострома, e-mail: vibond@list.ru)

Вихревые структуры южной части Курильской островной дуги

V.I. Bondarenko

(Kostroma State University named after N.A. Nekrasov)

Vortical structures of the southern part of the Kuril island arch

В настоящее время проблема организации структуры вещества применительно к вихревым образованиям в геологических процессах, протекающих на Земле и других космических телах, привлекает внимание все большего числа геологов, геофизиков и ученых других специальностей. Полученные в XX в. данные уже сейчас позволяют сделать вывод о большом воздействии ротационного эффекта помимо физико-географической среды на формирование геологических структур, магматическую деятельность и распределение вулканов на быстро вращающихся планетах, включая Землю.

Дугообразные, кольцевые формы рельефа широко распространены как в надводной, так и в подводной части Курильской островной дуги. В связи с этим автором была предпринята попытка поиска возможных вихревых геологических структур для южной части Курильской островной дуги, от о. Кунашир до о. Симушир. С этой целью были проанализированы доступные материалы геолого-геофизических исследований в данном районе. Результатам этих исследований посвящена настоящая работа.

При поиске возможных вихревых геологических структур мы исходили из следующих предположений:

- результате геологических процессов в верхней происходит частичное плавление вещества и формирование магматических очагов

- более легкая магма постепенно поднимается вверх, к поверхности
- в результате действия силы Кориолиса возникают вихревые движения вещества в верхней мантии и земной коре циклонального типа (с движением вещества против часовой стрелки в северном полушарии в случае подъема магмы из глубин)

• Вихревые движения приводят к возникновению закономерно располагающихся зон растяжения и сжатия в земной коре, образованию разломов, повышенной проницаемости земной коры в зонах растяжения

- Все это должно находить отражение в рельефе дна моря, рисунке сети разломов, закономерном расположении подводных и наземных вулканов.

Исходя из этих предположений, для поиска возможных вихревых структур нами анализировались:

- Рисунок характерных линий рельефа дна (осевые линии поднятий и депрессий рельефа, линии крутых уступов в рельефе, бровки) с целью выявления участков с вихревым характером рисунка

• Закономерности расположения подводных и наземных вулканов Курильской дуги.

- Расположение и рисунок выявленных или предполагаемых по данным геофизических и геоморфологических исследований систем разрывных нарушений.

Данные наших исследований позволяют предполагать наличие в южной части Большой Курильской гряды 5-7 крупных циклональных вихревых структур – Северо-Кунаширской, с северо-востока, возможно, ограничивающаяся каньоном Екатерины; Южно-Итурупской, располагающейся на участке от каньона Екатерины до полуострова Чирип; Северо-Итурупской, от п-ова Чирип до пролива Фриза (хотя, возможно, здесь можно выделить 2 структуры – Северо-Итурупскую и пролива Фриза с центром в районе хребта Медвежьего); Урупской, от пролива Фриза до Броутонской поперечной вулканической зоны (хотя, возможно, здесь также можно выделить 2 структуры – Северо- и Южно-Урупскую); пролива Буссоль, от Броутонской поперечной вулканической зоны до острова Симушир. Наиболее вероятным в пределах структур представляется движение против часовой стрелки (циклонального характера). Их возникновение может быть обусловлено длительно существующими в данном районе потоками магматического вещества в верхней мантии и коре. Воздействие силы Кориолиса на подобные потоки может приводить к формированию вихревых структур. При этом в пределах вихревой структуры должны возникать чередующиеся в пространстве зоны сжатия и растяжения. Эти зоны могут проявляться формированием закономерно ориентированных разрывных нарушений, чередующихся соответствующих зонам растяжения грабенообразных впадин и горстообразных поднятий, соответствующих зонам сжатия.

Подобные структуры довольно отчетливо просматриваются в данном районе на батиметрических картах и на схемах разрывных нарушений.

Значительный интерес могут представлять процессы, происходящие на границе двух соседних вихрей. Если в двух соседних вихрях движение вещества имеет одинаковое направление (по или против часовой стрелки), то на границе движение по разные стороны от нее будет иметь противоположное направление. Это может приводить к формированию разрывных нарушений с горизонтальным смещением – сдвигов, сбросо-сдвигов или взбросо-сдвигов.

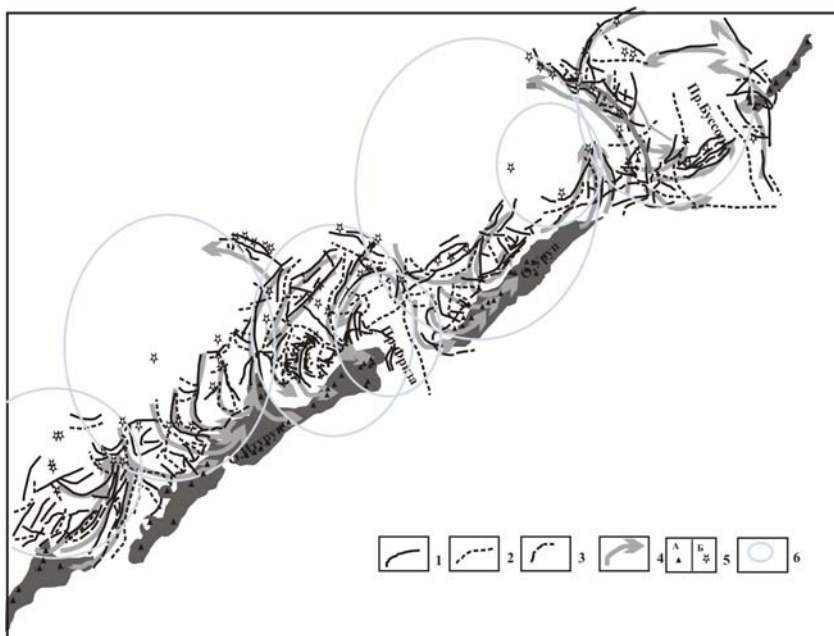


Рис. Карта-схема характерных линий рельефа дна южной части Большой Курильской гряды и возможные вихревые структуры.

1 – осевые линии поднятий, наиболее крутые участки склонов; 2- осевые линии отрицательных форм рельефа; 3 – бровки; 4 – предполагаемые направления движения потоков вещества; 5 – вулканы: А – подводные, Б – наземные; 6 – возможные границы крупных вихревых структур.

Многие авторы отмечали кулисообразное расположение островных блоков КОД, объясняя его сдвиговыми смещениями отдельных островных блоков. Так, азимуты простирания северной части о. Кунашир, южной части о. Итуруп, о-вов Уруп и Симушир являются близкими – 41° , 46° , 46° и 42° , соответственно. Лишь северная часть о. Итуруп имеет азимут простирания 61° . В то же время отмечается последовательное смещение островных

блоков в юго-восточном направлении. Подобная картина может быть объяснена наличием крупных правосторонних сдвигов в районе проливов Екатерины, Фриза, Буссоль. Амплитуда смещений может составлять от нескольких до 12-15 км.

Результаты интерпретации данных непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) также позволяют предполагать наличие крупных зон сдвигов или сбросо-сдвигов вблизи южной оконечности о. Итуруп, в районе п-ова Чирип – зал. Курильского в средней части о. Итуруп, в районе пролива Фриза или северной оконечности о. Итуруп, в районе пролива Буссоль. Эти зоны совпадают с зонами соприкосновения выделенных нами вихревых структур. Возможно, ротационные движения и являются причиной смещений островных блоков КОД и кулисообразного их расположения.

Data of our researches allow to identify around Southern Kuriles some large vortical structures. Probably, displacement of island blocks are connected with them, an arrangement of underwater volcanoes.

Ю.В. Брусиловский, А.Н. Иваненко, А.М. Филин

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: ura77777@rambler.ru)

Высокоточная дифференциальная геомагнитная съемка в районах, перспективных на залежи углеводородов (Северный Каспий)

Yu.V. Brusilovsky, A.N. Ivanenko, A.M. Filin

(Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

High-precision differential geomagnetic survey in regions, perspective on deposits of hydrocarbons (North Caspian)

В 2007-2008 гг. в составе комплексных геолого-геофизических работ были выполнены детальные градиентные геомагнитные измерения в северной части Каспийского моря. Работы выполнялись в рамках инженерно-геологических изысканий на трассе нефтегазопровода и площадках под буровые платформы по договору с ООО «ЛУКОЙЛ-Нижевожскнефть». Эти районы Северного Каспия считаются одними из наиболее перспективных для добычи углеводородного сырья.

Геомагнитная съемка на площадках 1x1 км выполнялась по системе ортогональных галсов с междугалсовым расстоянием 25 м и геодезической привязкой с точностью не менее 1 м. Междугалсовое расстояние по трассам трубопроводов составляло 50 м. Уникальность проведенных работ по трассам длиной 120 и 40 км и шириной 1 км заключается в том, что при таких соотношениях сторон полигонов практически невозможно учесть

горизонтальную анизотропию поля. Это потребовало разработки специальных методик обработки и увязки таких данных, что позволило построить карты аномального поля с сечением изодинам 2 нТл при тренде поля вдоль трасс более 200 нТл. Применение этих же методик на площадках 1x1 км позволило построить карты с сечением изодинам 1 нТл.

Поскольку основной целью работ было обнаружение потенциально опасных (металлических) объектов, то для их выделения применялись специальные процедуры фильтрации – разделение полей по частотам и глубинам до источника, расчёт градиентов и амплитуды аналитического сигнала поля. Такого рода процедуры позволяют уверенно выделять локальные высокочастотные аномалии амплитудой в единицы нТл. от приповерхностных источников и определять положение объектов массой от первых десятков килограмм до несколько тонн. Так, например, в районе площадки ЛСП-1 была обнаружена аномалия и определен ее источник – заглушенная скважина с массой железа не менее 50 т, что впоследствии подтвердилось водолазными работами. Общее число уверенно идентифицированных магнитных аномалий составило 92.

Хорошо известно, что залежи углеводородов обычно проявляются в магнитном поле низкоамплитудными аномалиями характерной формы – слабый минимум поля над залежью окаймляется кольцом положительных значений. Такую форму аномалий хорошо объясняет концепция вторичного образования магнитных минералов, образующихся под воздействием мигрирующих по субвертикальным зонам углеводородов (метан, сероводород), приуроченным к периферийным частям залежи, в то время как в центральной её части миграция углеводородов ниже. На исходных картах магнитных аномалий по площадкам и трассам сложно выделить подобные структуры в силу преобладания на них мозаичных локальных аномалий от приповерхностных источников, связанных с неоднородностями верхней части осадочного чехла. Картина, однако, существенно меняется при переходе к редуцированному к полюсу и разделенному по глубинам до источников полю. На обеих площадках и трассах в поле от источников, залегающих глубже 200 м, четко и однозначно выделяются фрагменты кольцевых структур, по всей видимости, связанные именно с залежами углеводородов.

Использованная нами методика обработки, увязки, разделения полей и их интерпретации является уникальной. Она позволяет на новом уровне подойти к решению задач не только изучения магнитных аномалий в районах со сложным геологическим строением, но и картировать и идентифицировать слабые магнитные аномалии, приуроченные к залежам углеводородов на стадии поисковых геофизических работ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 08-05-00080).

The marine differential magnetic survey in the North Caspian region is conducted. By the designed authors the algorithms and software for interpretation of the gradient magnetic data has allowed mapping and identifying weak magnetic anomalies dated for deposits of hydrocarbons.

**Ю.В. Брусиловский¹, А.Н. Иваненко¹, Б.В. Баранов¹,
П.С. Бабаянц²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: ura77777@rambler.ru, aliv54@ocean.ru, bbaranov@ocean.ru, ², ГНПП «Аэрогеофизика», e-mail: agp@agpru.com.)

Магнитное поле и генезис хребта Сакура (Курильская котловина)

Yu. V. Brusilovsky¹, A. N. Ivanenko¹, B. V. Baranov¹, P. S. Babajanc²

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, ² GNPP Aerogeofizika)

Magnetic field and genesis of Sakura uplift (Kurils depression)

Задуговые бассейны являются типичными структурными элементами западной окраины Тихого океана, и большинство исследователей считают, что они образовались за счет процесса растяжения и спрединга в тылу островных дуг. К настоящему времени существуют многочисленные геолого-геофизические данные, которые дают основание выделять в фундаменте задуговых котловин прогибы или поднятия, отвечающие, соответственно, рифтам или спрединговым хребтам. Курильская котловина является одним из примеров подобного рода бассейнов, и здесь при проведении сейсмоакустических исследований было выявлено поднятие акустического фундамента. Однако единой точки зрения на его природу не существует, и это поднятие считают зоной сдвига (трансформным разломом), или древним спрединговым центром. Одним из наиболее надежных признаков, которые указывают на процесс спрединга, является наличие полосовых магнитных аномалий. Настоящая работа посвящена анализу результатов магнитной съемки, которая была выполнена на поднятии акустического фундамента. Хребет Сакура был закартирован от 46°30' с.ш. на юге до верхней части склона Курильской котловины на севере. В работе были использованы первичные материалы магнитных съемок, полученные Тихоокеанским океанологическим институтом. На этапе интерпретации магнитного поля была выполнена серия трансформаций, а также был выполнен расчёт латерального распределения эффективной намагниченности с помощью комплекса программ «Сигма-3Д», разработки ГНПП «Аэрогеофизика». В результате моделирования

была получена модель распределения эффективной намагниченности. Для наиболее представительных аномалий был выполнен подбор концептуальных моделей с помощью интерактивной программы решения прямой задачи в 2.5-мерном варианте. Магнитное поле хребта Сакура характеризуется преимущественно положительным магнитным полем со средними значениями 100-200нТл. В центральной и южной частях карты преобладают аномалии северо-западного простирания. В северной части карты выделяются две узкие зоны локальных магнитных аномалий северо-восточного простирания, которые, вероятно, связаны с вулканическими постройками, обнаруженными на северном склоне Курильской котловины. Есть все основания предполагать, что эти постройки трассируют зоны разломов северо-восточного простирания. В восточной части карты наблюдается интенсивная положительная аномалия интенсивностью до 450нТл. Аномалия ориентирована в северо-восточном направлении и, по всей видимости, связана с разломом такого же простирания. От области отрицательных значений поля эта аномалия отделена узкой полосой повышенного градиента северо-восточного простирания. При анализе трансформаций, обращает внимание слабое “затухание” магнитного поля при пересчете в верхнее полупространство, морфология поля при этом тоже практически не меняется, затухают лишь локальные аномалии обусловленные, приповерхностными источниками. Пересчет в нижнее полупространство наоборот, значительно усилил локальную составляющую и выделил ряд новых изометричных аномалий, которые подчёркивают структурные линеаменты поля. В целом же, и при пересчёте вниз, морфология поля меняется слабо. Подобная картина может свидетельствовать о том, что локальные магнитные аномалии, по всей видимости, вызваны приповерхностными источниками, которые маркируют тектонические нарушения более крупного порядка. Основной же вклад в наблюдаемое магнитное поле дают преимущественно глубинные источники аномалий, связанные непосредственно с тектоническими процессами в фундаменте. Полученные модели распределения магнитных свойств позволяют выделить ряд характерных особенностей строения хребта Сакура. Массиву хребта, в целом, соответствует область повышенных значений эффективной намагниченности и прямой полярности, на фоне которой выделяются локальные неоднородности существенно меньшего порядка, преимущественно северо-западного простирания. Окаймляющая хребет периферийная область характеризуется достаточно высокими значениями отрицательного магнитного поля. Таким образом, наблюдается разнополярность массива хребта и его окаймления. Курильская котловина имеет кору субокеанического типа, которой в целом, соответствует отрицательный фон магнитного поля. На основании этого можно предполагать, что процесс образования хребта Сакура носит наложенный характер, по отношению к сформировавшейся коре Курильской котловины.

Кроме того, формирование котловины и собственно массива хребта Сакура происходили в эпохи различной геомагнитной полярности. Так же можно сделать вывод о том, что хребет представляет собой достаточно монолитное сооружение. Оно отделяется от Курильской котловины разломами северо-восточного и северо-западного простираний, которые отражаются повышенными значениями эффективной намагниченности. Эти разломы определяют форму хребта в виде клина, острие которого направлено на юг. Максимальные значения эффективной намагниченности соответствуют вулканическим постройкам, расположенным в северной части хребта. Характерной особенностью всех 2.5-мерных моделей является блоковая сегментация хребта по системе разломов. На моделях эта особенность проявляется наличием сопряженных тел разной намагниченности и смещенных друг относительно друга по вертикали. Горизонтальные размеры тел варьируют в пределах от 5 до 45 км. Обращает на себя внимание закономерное уменьшение вертикальной мощности магнитоактивных тел от оси к периферии хребта, особенно в южной его части. Это может свидетельствовать о преимущественном внедрении магматического материала вдоль оси хребта. Намагниченность тел, рассчитанная при моделировании меняется от 1 до 3.9 А/м, что соответствует породам базальтового ряда, причем наиболее высокие значения намагниченности, как уже было отмечено выше, связаны с вулканическими постройками в северной части полигона.

Выводы

Анализ морфологии аномального магнитного поля и результатов его трансформаций и моделирования дал нам основание сделать следующие выводы: 1. в пределах исследованного района магнитные линейные аномалии отсутствуют; 2 хребет Сакура образовывался на уже сформировавшейся коре Курильской котловины и, следовательно, он не связан с трансформным разломом; 3. однородность магнитных свойств пород, слагающих основной массив хребта и их одинаковая (положительная) полярность свидетельствуют о быстротечности формирования хребта в пределах одного периода магнитохронологической шкалы; 4. образование хребта Сакура связано с излияниями вулканического материала, который по своим магнитным свойствам соответствует базальтам. Излияния базальтов, по всей видимости, происходили по разломам северо-восточного и северо-западного простирания, поэтому в плане хребет имеет клиновидную форму. В настоящее время на основании изучения эволюции осадочных бассейнов по юго-западному обрамлению Курильской котловины предполагается, что в среднем миоцене она раскрывалась с севера на юг, т.е. ось спрединга была ориентирована вдоль простирания котловины. В конце миоцена направление раскрытия и спрединга изменилось на северо-восточное – юго-западное с осью спрединга, простирающейся вкрест котловины. Магнитные данные

свидетельствуют о том, что хребет Сакура представляет собой вулканическое сооружение, наложенное на ранее сформировавшийся фундамент Курильской котловины. Принимая во внимание новые данные о двухстадийном характере спрединга в Курильской котловине можно предполагать, что эта структура образовалась за счёт процесса растяжения, которой был очень кратковременным и поэтому происходил без формирования линейных магнитных аномалий.

Авторы благодарят сотрудников ТОИ за предоставленные материалы по магнитным съёмкам.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 05-05-64320) и гранта РФФИ №08-05-00080.

Using data of detail marine geophysical survey over Sakura ridge carried out by Pacific Oceanology Institute in 1999 and 2004 the intensive study of magnetic anomalies and their geological sources are presented. Our main inference is that evolution of this ridge took place on suboceanic crust and was generated by process of extension.

А.А. Гаврилов

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, gavrilov@poi.dvo.ru)

О возможности существования реликтовых структурных элементов мел-палеогенового свода в северной части Филиппинского моря

A.A. Gavrilo

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

On the possibility of existence of the Cretaceous - Paleogene arch relic structural elements within the northern part of the Philippine Sea

Проведенные исследования показывают, что по аналогии с мел-палеогеновыми гранитоидными системами прилегающей континентальной суши (Сихотэ-Алинь) основные области мел-палеогеновой гранитизации Японских островов также сопряжены с орогенными сводово-блоковыми структурами. Имеющиеся геоморфологические, геологические, геофизические и палеогеографические данные позволяют реконструировать в пределах Японской островной дуги в различной степени разрушенные или трансформированные в позднем кайнозое палеосводовые поднятия регионального ранга, включающие, соответственно, основные горные массивы и центры гранитоидного магматизма островов Хонсю, Кюсю и Сикоку [1].

Реконструируемый свод Нампо (R - 600-650 км) представлен в Японской островной дуге лишь северо-западным сегментом, поскольку его юго-восточная половина опущена ниже уровня моря и в значительной мере переработана процессами базификации и деструктивного тектогенеза. Он состоит из трех основных сегментарных блоков, один из которых (западный) соотносится с островом Кюсю, другой - с юго-западной частью о. Хонсю (хребет Тюгоку) и третий (центральный) - с островом Сикоку. Наиболее широко процессы орогенеза и гранитизации позднемелового и палеогенового этапов тектоно-магматической активизации проявились в пределах северных частей свода, в юго-западном Хонсю, где идентифицируется большое количество магматических структур позднемелового и палеогенового возраста [2]. В северном сегменте свода Тюгоку существуют несколько гетерохронных цепей (поздний мел-олигоцен) интрузивно-купольных и вулканоплутонических поднятий. По берегам Внутреннего моря, ближе к ядру свода проявлены, преимущественно, крупные очаговые постройки позднемелового возраста, в строении которых принимают участие вулканические и комагматические или плутонические комплексы кислого состава. Фиксируемый радиально-концентрический рисунок поднятий, хребтов северной части Филиппинского моря (рис.), имеющие данные о геологическом строении дна акватории и островов Кюсю и Хонсю, палеогеографические реконструкции позволяют идентифицировать данную мегаструктуру как мел-палеогеновое сводово-блоковое поднятие. Хотя формирование подводных горных хребтов обусловлено преимущественно процессами позднекайнозойского вулканизма, предполагается, что в основании базальтовых покровов и вулканоструктур лежат реликтовые структурно-вещественные комплексы разрушенного свода. Консервативность и преемственность развития структурного плана деструктивного этапа тектогенеза от предшествующего орогенного этапа (мел-палеоген) развития обусловлены, прежде всего, существованием каркасных глубинных систем разломов, активизация которых определила унаследованный рисунок размещения магматических каналов и центров.

С востока внешний центр палеосвода Нампо выражен массивными поднятиями и зонами разломов северной части хребтов Ниси-Ситито и Ситито-Одзима. Южнее (на широте трога Огасавара), за границами реконструируемого сооружения, размеры и высоты отдельных вулканических куполообразных поднятий, расположенных в пределах хребтов дискретно, с элементами трансляционной симметрии, уменьшаются, расстояние между ними увеличивается. Далее на юг (за пределами реконструируемого свода) хребет Ниси-Ситито продолжения не имеет. Юго-западная граница предполагаемого свода сопряжена с системой разломов, ограничивающих полосу поднятий хребта Дайто. Анализ карт магнитного, гравитационного полей [3] и имеющихся геолого-

геоморфологических данных позволяет соотносить установленные в этом районе полосовые аномалии с магматическими телами, вулканическими хребтами и блоковыми дислокациями, контуры и ориентировка которых контролируются с разломами широтной и северо-западной ориентировки. Расположение дуговых разломов, выделяемых на картах магнитных и гравитационных аномалий как зоны высоких градиентов, и основных систем поднятий северо-западной части Филиппинского моря подтверждают существование здесь концентрических элементов морфоструктурного плана.

Внешние концентры палеосвода Нампо в западном и северо-западном секторах проводятся по полосе гипсометрических уступов между котловиной Данцэ и трогом Окинава, связанных с разломами субширотной и северо-западной ориентировки. Через центральную часть реконструируемого свода протягиваются хребты Кюсю-Палау и гор Кинан. На картах магнитного и гравитационного полей [3] в северной части Филиппинского моря проявлены также многочисленные параллельные цепи локальных аномалий и зоны высоких градиентов, которые отражают, по мнению автора, сеть региональных и трансрегиональных разрывных нарушений.

Ряд данных: 1 -выклинивание полос аномалий к северу, по направлению к о-вам Сикоку и Хонсю и к югу, за пределы предполагаемого палеосвода, 2 – наличие по материалам глубоководного бурения (скв. 442, 443) под толщей миоцен-четвертичных рыхлых отложений во впадине Нампо пород базитового состава, 3 – ориентировка подводных гряд, региональных разломов и сопряженных с ними цепочек вулканических аппаратов в крест простирания трогу Нанкай, - позволяет связывать возникновение глубоководных впадин и подводного вулканического рельефа северного сектора Филиппинского моря с заложением рифта в осевой части реконструируемого свода.

В пределах отдельного сегмента этой реликтовой структуры скважина № 296 (29.3402 сев. ш., и 133.5253 в.д., глубина - 2920 м.) под толщей миоцен-четвертичных рыхлых отложений вскрыла олигоценовые туфы кислого состава и пачки вулканомиктовых песчаников, что подтверждает существование на рассматриваемой акватории субаэральных условий в конце палеогена [4]. На возвышенности Амами, расположенной в северо-западной части Филиппинского моря, на глубинах 1500-2000 м драгированы породы (андезито-базальты, кислые магматиты, биотитовые фonoлиты и др.) позднемезозойского магматического комплекса с абсолютным возрастом от 70 до 85 млн лет [5]. Со склонов хребта Дайто при драгировании подняты обломки эпидот-амфиболитовых сланцев, серпентинитов, роговиков, биотит – рогообманковых гранодиоритов с K-Ar возрастом 75 млн. лет (конец позднего мела). В скважине 445 DSDP в основании изученного разреза обнаружены конгломераты и конгломерато-

брекчии с галькой эффузивов и известняков с фауной альб-сеноманского возраста [6]. Приведенные данные позволяют предполагать, что вулканизм и внедрение кислых пород в пределах хребтов Дайто происходили в позднем мезозое. В северной части подводного хребта Кюсю-Палау в районе горы Комахаси-Дайни подняты обломки плагиогранитов, гранодиоритов, андезитов. Абсолютные датировки гранитоидов варьируют от палеоцена до плиоцена. В северной части Идзу-Бонинской дуги скважинами 792, 793 и 787, 786 в верхней части океанического склона вскрыты эоцен-олигоценые вулканомиктовые песчаники с прослоями конгломератов, лав и пирокластов, а при драгировании подняты крупные глыбы кварцевых и роговообманковых диоритов [7]. Предполагается, что палеогеновый комплекс грубообломочных отложений Моро (до 10 км мощностью) на полуострове Кии образовался за счет источника сноса, располагавшегося в северной части современного Филиппинского моря. В составе конгломератов комплекса широко представлены ортокварциты, отсутствующие на Японских островах [8]. Столь же странной выглядит приуроченность палеозойских и мезозойских глаукофансланцевых поясов о. Сикоку с трещинными телами ультрабазитов (Ренге, Суо и др.) и современных глубоководных трогов (Муромото, Нанкай) к единой региональной системе глубинных разломов Медиана. Обращает на себя внимание выклинивание зоны Санбагава и существенное уменьшение ширины других поясов метаморфических пород за пределами территории о. Сикоку, их поворот на юг на о. Кюсю и к северо-востоку на о. Хоккайдо. По мнению автора, отмеченные особенности строения и размещения структурно-вещественных комплексов разломной зоны Медиана позволяют рассматривать их скорее как продукт длительной и сложной эволюции древнего структурного шва, расположенного на стыке двух плит. В пределах этой буферной зоны периодически чередовались режимы сжатия и растяжения, а в период мел-палеогенового орогенеза и сводообразования сформировалась рифтогенная осевая структура. Хронологические интервалы проявления гранитоидного, базитового магматизма и этапов глаукофансланцевого метаморфизма коррелируются между собой, что позволяет связывать все процессы преобразования земной коры в пределах Японских островов с периодической активизацией глубинных каналов поступления энергии и вещества недр.

1. Гаврилов А.А. Области мел-палеогеновой гранитизации и реликтовые сводово-блоковые поднятия Японии. Тектоника и глубинное строение востока Азии: VI Косыгинские чтения (Докл. Всерос. конф. Хабаровск. ИТИГ им. Ю.А Косыгина ДВО РАН, 2009. С. 21-24.

2. Геологическая карта Японии .3 ред. 1992. М :1 000 000.

3. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. М - Санкт-Петербург. 2003. 192 с.

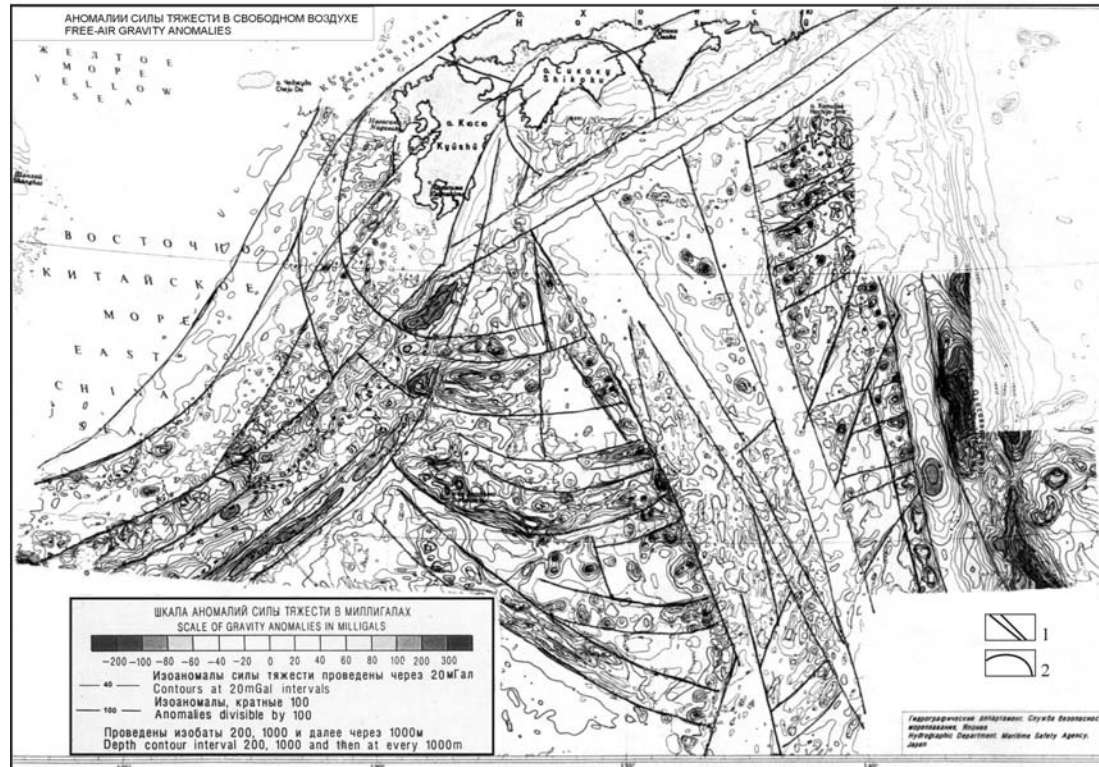


Рис. Схема аномалий силы тяжести в свободном воздухе [3] и каркасных разломов в пределах реконструируемого свода Нампо (о-ва Кюсю, Сикоку и северная часть Филиппинского моря).

4. Harata T. Tokuoaka T. A consideration on the Paleogene paleogeography in southwestern Japan // Cenozoic geology of Japan: Prof. Nobuo Ikeda memorial vol.1978 . P. 1-12.
5. T. Shiki, H. Aoki, Misawa Y. Island arc-like character and stages of development of the Kyushu-Palay Ridge and the Daito Ridge group//Marine Sciences (Monthly),1976. Vol. 7, No 7.P. 22-28.
6. Mizuno A., Okuda Y., Tamaki K. et al. Marine geology and geologic history of the Daito Ridges Area, North-western Philippine Sea. Pt.1 –“Marine Sciences/Monthly”, vol. 7, 1975, No 8, p.39-44.
7. Евланов Ю. Б. Филиппинское море. Геологическое строение, эволюция магматизма и осадконакопления / Владивосток. Дальнаука. 2000. 90 с.
8. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М. Недра. 1982.150 с.

The geomorphological, geological and geophysical data about the structure of the southern segments of the Japanese island arc and system of islands, rises of the northern part of the Philippine Sea bottom allow assuming the existence of the relict structural elements of Nampo Cretaceous - Paleogene arch - block construction within this region.

А.А. Гаврилов

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, gavrilov@poi.dvo.ru)

Феномен аномальной устойчивости к процессам деструкции и базификации гранитоидных куполов и поднятий на дне Японского и Охотского морей

А.А. Gavrilov

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, gavrilov@poi.dvo.ru)

The phenomenon of granitoid domes and rises being anomalously stable to the destruction and basification processes within the Japan and Okhotsk Seas bottom

Обращается внимание на тот факт, что большинство островов и поднятий дна, расположенных в пределах акваторий рассматриваемых окраинно-континентальных морей, сложены гранитоидами различного возраста.

Японское море. В геологическом строении архипелагов островов Римского-Корсакова и Императрицы Евгении, расположенных в зал. Петра Великого, участвуют массивы позднепермских гранитов и гранодиоритов.

Блоки позднепалеозойских гранитоидов занимают значительное пространство на возвышенностях Ямато и Кита-Оки. Для Восточно-Корейской возвышенности характерно развитие ареалов среднепалеозойских гранитов. Тектоно-магматическое поднятие Криштофовича отличается присутствием раннемеловых, среднепалеозойских гранитоидов и выходами блоков метаморфических пород архейско-раннепротерозойского фундамента [1]. Проявленная в пределах этого поднятия система грабенов (диаметрального и радиальных) типична для сводово-блоковых морфоструктур орогенов прилегающих континентальных окраин.

В **Охотском море** острова Меншикова, Прокофьева, Кусова целиком сформированы гранитоидами позднемелового возраста. Относительно слабо эродированную интрузивно-купольную структуру позднемелового возраста представляет собой остров Большой Шантар. Палеогеновые граниты слагают о. Ионы, образуя вместе с прилегающими позднемеловыми массивами структурную основу Иона-Кашеваровского поднятия дна. Мезозойские граниты вместе с эффузивами среднего и кислого состава проявлены в пределах Центрально-Охотского и Срединно-Охотского поднятий. Сходные особенности строения отмечаются и для поднятий Института океанологии, Академии наук СССР [2]. Концентрический рисунок ареалов гранитоидов в центральной части Охотоморской депрессии указывает на возможность сохранения здесь структурных элементов Центрально-Охотского позднемелового - палеоценового свода.

В качестве объектов детального изучения проблемы аномальной устойчивости к процессам деструкции и базификации структур и форм, связанных с инъекциями гранитоидной магмы, рассматривались островные системы в заливе Петра Великого [3]. В пределах этой акватории выделяются архипелаги Императрицы Евгении, Римского-Корсакова, два крупных острова Аскольд и Путятин, расположенные восточнее, и многочисленные мелкие обособленные участки суши. Общее число островных территорий приближается к 40. Большинство из них представляют собой возвышающиеся над водой скальные массивы, в различной степени расчлененные тектоническими процессами, абразией и эрозией. Высоты рельефа островной суши варьируют от первых десятков до 360 метров, достигая максимальных значений на о-вах Русский (270-290 м), Аскольд, Путятин (340-360 м). Возникновение на Южно-Приморском участке континентальной окраины Евразии островов как ландшафтно-геоморфологических форм связано с погружением и затоплением впадины залива Петра Великого водами Японского моря. Процесс этот, как показывают находки морских отложений с комплексом диатомей и радиолярий на шельфе южного Приморья [2], начался в раннем миоцене, но максимальное развитие получил в конце этой эпохи. В это время, на фоне интенсивного опускания окраины континента здесь активно проявлялся рифтогенный базитовый магматизм (образование Шуфанского и

Шкотовского плато, ряда небольших вулканических центров на западном борту грабена Амурского залива и др.), произошло заложение многочисленных грабенов и впадин. Однако эволюция геологических структур островов имеет иную, сложную предысторию и затрагивает более широкий круг вопросов.

По морфологическим и структурно-геометрическим особенностям выделяются следующие основные типы островов: 1 - изометричные в основании купольные формы (о-ва Русский, Карамзина, Аскольд, Кротова, Малый) с элементами радиально-концентрической зональности рельефа, 2 - полигональные блоковые морфоструктуры, близкие и изометричным (о-ва Рейнеке, Циволько, Наумова, Клыкова, Моисеева, Желтухина, Антипенко, Сибирякова и др.), 3 - удлиненные блоковые морфоструктуры (о-ва Попова, Рикорда, Стенина, Путятин и др.). Большинство из этих блоков представляют собой фрагменты интрузивных и вулканоплутонических куполов. Вещественно-структурные признаки позволяют различать острова, сложенные: 1 - позднепермскими гранитоидами (о-ва Наумова, Моисеева, Сергеева, Желтухина, Стенина и др.), 2 - позднепермскими габброидами (о-ва Карамзина, Малый), 3 - преимущественно вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями верхней перми (о-ва Кротова, Козлова и другие мелкие формы), 4 - интрузивными и эффузивно-осадочными образованиями разного состава пермского возраста с участием (о-ва Русский, Аскольд, Путятин) или без участия (Попова, Рейнеке и др.) триасовых субгоризонтально залегающих тощ мезозойского структурного яруса, 5 - гиперстеновыми андезитами миоценового возраста славянского комплекса (о-ва Антипенко, Серебрякова). Сосуществование островов-фрагментов древней материковой окраины и новообразованных вулканогенных форм, связанных с рифтогенным этапом тектогенеза, – одна из характерных особенностей залива Петра Великого.

Наибольший интерес вызывает строение крупных островов, структурную основу которых образуют позднепермские гранитные купола. Несмотря на свой древний возраст (около 250 млн. лет), они сохранили свою морфологию геометрию и основные элементы инфраструктуры. Типичной интрузивно-купольной структурой длительного развития с радиально-концентрической зональностью размещения магматических комплексов является о. Аскольд, в пределах которого закартированы центральный массив гранитоидов позднепермского возраста и многочисленные радиальные позднепермские дайковые тела различного состава. Интрузивный магматизм сопровождался здесь процессами контаминации, мигматизации, контактовым и гидротермальным метаморфизмом, затронувшим вмещающие вулканогенно-осадочные породы среднего и верхнего палеозоя. Сходной радиально-концентрической зональностью размещения элементов геологического и геоморфологического строения и характеризуется и о. Русский. В

центральной его части расположен крупный гранитоидный массив, обрамленный по периферии толщами вмещающих осадочных, эффузивных пород и перекрывающих пачек терригенных отложений нижнего и среднего триаса. По итогам проведенных комплексных исследований, о. Попов рассматривается как купольная, лакколитоподобная структура (с фрагментами кровли вмещающих пород), становление и развитие которой связано с образованием многофазного интрузивного массива габбро-плагиогранитовой формации позднепермского возраста. Хотя остров Рейнеке представляет собой изометрично блоковую структуру, ряд особенностей его строения (высокая насыщенность интрузивными образованиями, геометрия и др.) указывают на его первичную, интрузивно-купольную природу. В ходе детального геологического картирования на островах Попова, Рейнеке и Рикорда, были выявлены принципиально сходные комплексы пород. Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород отмечены лавы и лавобрекчии риолитов, и риодацитов, андезитов, агломератовые туфы и туфоконгломераты, туфогравелиты, туфоалевролиты андезитового состава и другие разности. Среди субвулканических образований описаны эктрузивные и дайковые тела габбро-долеритов, андезитов, андезитовых порфиритов, фельзитов. Общая последовательность формирования интрузивных образований на островах Попова, Рейнеке, Рикорда описывается схемой: I этап – лейкократовое габбро, габбро-диориты, II - долеритовые порфириты, долериты, микрогаббро; III –граниты с многочисленными ксенолитами габбро; IV – диориты; V – красные и серые граниты, гранодиориты, VI – красные гранофиновые граниты, аплиты.

В настоящее время, вместе гранитоидными куполами полуострова Муравьева–Амурского структуры островов архипелагов Императрицы Евгении и Римского Корсакова образуют единую цепь купольных и блоковых морфоструктур северо-восточного простирания, являющихся элементами низкогогорного (300–400 м) хребта, протянувшегося из континента вглубь залива Петра Великого [3]. На схемах регионального тектонического районирования 1960 – 80-х годов геологические структуры полуострова и островных систем относились к Муравьево-Амурскому антиклинорию. Амурский и Уссурийский заливы занимали, соответственно, осевые части одноименных синклиналиных форм. На завершающей стадии герцинского тектогенеза позднепалеозойский антиклинорий был трансформирован в цепь тектоно-магматических и вулканоплутонических поднятий. Залегание на гранитах острова Русского, горизонта базальных конгломератов и триасовых морских отложений с фауной двустворчатых моллюсков, наутилоидей и мшанок свидетельствует о том, что к началу мезозоя позднепермские орогенные сооружения оказались частично разрушены и опущены ниже уровня моря. Выявленные в ходе геологосъемочных работ в пределах полуострова Муравьева-Амурского, островов

Русского и Аскольда небольшие интрузивные тела поздне мелового возраста и значительные высотные отметки рельефа служат достоверными признаками активизации древних интрузивно-купольных систем островов в альб - датское время. Именно в этот период были сформированы основные системы магматических сводов Сихотэ-Алиня, и процессы горообразования охватили всю восточную окраину Азии.

Основные механизмы деструкции и погружения континентальной окраины в южном Приморье сопряжены с процессами рифтогенеза и плюмовой тектоники в котловине Японского моря и имеют ту же природу, отличаясь лишь масштабами. Опускание окраин континента, формирование систем грабенов, утонение континентальной коры, базитовый магматизм на дне и побережье зал Петра Великого обусловлены проникновением в ее верхние горизонты глубинного материала по магматическим каналам, роль которых выполняли региональные глубинные разломы. Реализация этих процессов происходила с учетом имеющихся неоднородностей палеогеологической среды. Области консолидации и гранитизации с повышенными мощностями гранитно-метаморфического слоя земной коры (так называемые «корни гор»), видимо, сохраняли определенный изостатический потенциал к воздыманию, а отрицательные элементы палеоморфоструктурного плана с утоненной корой оказались наименее устойчивы к процессам деструкции и базификации. При прочих равных условиях в тектонике более вероятен процесс, который требует меньше энергозатрат, поэтому существующий морфоструктурный план южно-приморского участка зоны сочленения континента и Япономорской котловины сочетает черты унаследованного и наложенного развития.

Имеющиеся геофизические данные о строении рассматриваемых островных территорий [2] не подтверждают наличие здесь дефицита плотности пород и, соответственно, изостатического потенциала, достаточного для посторогенного изостатического всплывания гранитоидных массивов и гранитизированных блоков. Однако нужно иметь в виду, что плотностные различия пород могли быть уменьшены в позднем кайнозое из-за влияния рифтогенных преобразований земной коры. Устойчивость макро- и микроблоковой инфраструктуры зоны перехода во многом определило также существование каркасной сети региональных и трансрегиональных разломов. Необходимая геодинамическая предпосылка длительной сохранности и унаследованного развития конструктивных элементов структурного плана - превалирование вертикальных движений. На это указывают: слабая дислоцированность пород мезозойского структурного яруса, ограниченные масштабы (десятки метров) горизонтальных смещений в зонах разломов на островных территориях и континентальном побережье при значительных амплитудах вертикальных перемещений (многие сотни метров) по системам ступенчатых сбросов на бортах грабенов Амурского и Уссурийского заливов.

1. Геологическая карта дна Японского моря М 1: 2500 000. 1984. Ред. И.И. Береснев, Л.И. Красный.
2. Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М. Наука. 2007. 502 с.
3. Гаврилов А.А. Острова залива Петра Великого – важные структурные элементы Южно-Приморского участка зоны сочленения Евразийского континента и впадины Японского моря.// Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. М. ГЕОС. 2008. С. 312- 339.

It is paid attention to the fact that majority of islands and rises of the bottom located within the water areas of the Japan and Okhotsk marginal Seas are formed by the granitoids of different age. It allows us to consider them as the relicts of orogenic systems, which are characterized by the increased thicknesses of granite- metamorphic layer. The existence of the long living network of regional faults and the domination of vertical tectonic motions also contribute to the preservation of structural plan elements.

**А.М. Городницкий¹, Ю.В. Брусиловский¹,
В.Ю. Глебовский², А.Н. Иваненко¹, А.М. Филин¹,
Н.А. Шишкина¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: gorodnit@ocean.ru,
²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург)

Глубинное геологическое строение Баренцевоморского региона в свете геомагнитного изучения

**А.М. Gorodnitsky¹, Yu.V. Brusilovsky¹, V.Yu. Glebovsky²,
А.Н. Ivanenko¹, А.М. Filin¹, N.A. Shishkina¹**

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, ²VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg)

Deep geological structure of the Barents region in light of the geomagnetic investigation

Аномальное магнитное поле (АМП) на акватории центральной и северо-восточной части Баренцева моря, по данным выполненных здесь аэромагнитных модульных съемок и морских градиентных съемок, характеризуется сложной структурой с преобладанием линеаментов северо-западного и северо-восточного простирания. На этом фоне выделяются изометрические в плане аномалии, связанные с погребенными морфоструктурами.

Анализ аномального магнитного поля (АМП) для центральной и северо-восточной частей Баренцева моря проводился на основе материалов региональной модульной аэромагнитной съемки НИИГА и гидромагнитной съемки масштаба 1:200000 с детализацией отдельных участков в масштабе 1:100000, выполненной здесь с 1986 по 2001 гг. судами Морской арктической геологоразведочной экспедиции.

В основу расчетов был положен синтезированный по этим данным грид с шагом 1 км, отображающий АМП на площади более 1 млн. км².

По полученным данным были проведены: трансформация АМП в верхнее полупространство, расчеты глубин источников магнитных аномалий в 2-х и 3-х мерном варианте методом пространственно-частотного анализа поля и выделения особых точек. Эти расчеты подтверждают сложное блоковое строение кристаллического фундамента. Положение особых точек соответствует границам тектонических блоков, горизонтальные размеры которых меняются от 2 до 20 км. Глубины верхних кромок магнитных тел соответствуют нескольким ярусам магнитоактивных объектов: верхние находятся в пределах 4-8 км, а самые глубокие погружены до 12-15 км. В трансформированном вверх АМП и, особенно, в распределении глубин до нижних кромок общее северо-западное простирание линейных мегаструктур сохраняется. На этом фоне в пределах обоих районов отчетливо выделяются локальные изометрические положительные магнитные аномалии, связанные, по-видимому, с основными интрузиями.

Решение обратной задачи на основе оригинальной методики позволило построить разрезы с расчетными глубинами до нижних кромок магнитных тел. Эти границы должны соответствовать глубине поверхности изокюри в этом регионе. Кроме того, в северо-восточной части региона у побережья Новой Земли выявлены признаки линейно-полосчатой системы аномалий, свидетельствующие о возможности существования здесь фрагментов палеоокеанской коры.

Исследование проведено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта 08-05-00080.

The analysis of data of geomagnetic surveys in central and northeast regions of the Barents Sea is conducted. The calculations of depths to top and bottom of magnetic bodies and spectral analysis of anomalies are made. The calculation of depths to a Curie-temperature surface for construction of geothermal model is made. The obtained data allows proposing the presence in a northeast part of the Barents Sea of the buried pieces of an oceanic type core.

**Е.П. Дубинин¹, А.Л. Грохольский¹, А.В. Кохан²,
А.С. Абрамова³**

(¹Музей Землеведения МГУ, e-mail: dubinin@mes.msu.ru, ² Географический факультет МГУ, e-mail: kkkkk1987@mail.ru, ³Геологический институт РАН)

Геодинамический анализ рельефа и морфоструктурной сегментации спрединговых хребтов Арктического региона с ультрамедленными скоростями на основе физического моделирования

**E.P. Dubinin¹, A.L. Grokholsky¹, A.V. Kokhan²,
A.S. Abramova³**

(¹Museum of Earth Sciences MSU, ² Geographical faculty of the MSU, ³Geological Institute of RAS)

Geodynamic analysis of relief and segmentation of the ultra-slow spreading ridges of the Arctic region on the basis of the physical modeling

Спрединговые хребты региона представлены хребтами Рейкьянес, Кольбенсей, Мона, Книповича и Гаккеля. Они отличаются ультрамедленными скоростями ($V_{спр} < 20$ мм/год) и относительной молодостью (начало спрединга относится к концу палеоцена-началу эоцена (58-60 млн. лет) [4]. Для выяснения геодинамической природы структур хребтов использовалось экспериментальное моделирование.

Хребет Рейкьянес – это крупнейший центр косоугольного спрединга в системе СОХ с длиной около 900 км. Скорость спрединга на хребте составляет 20 мм/год. Особенности строения рельефа связаны с близостью Исландской термической аномалии. Ее влияние выражено в разогреве земной коры, изменении ее реологических свойств, изменении рельефа поверхности, который приобретает черты быстроспрединговых хребтов.

Морфология хребта меняется от характерной для медленноспрединговых хребтов осевой долины, ограниченной сбросами с амплитудой подвижек до 1 км на крайнем юге хребта, до осевого поднятия со слабо развитым вершинным грабеном в средней части. Смена морфологии происходит по мере приближения к Исландской горячей точке [7]. Азимут простирания хребта составляет 36° . Азимут спрединга - $95-96^\circ$, а угол α между простиранием хребта и направлением спрединга равен примерно 60° . Ключевым элементом рельефа рифтовой зоны служат осевые вулканические хребты характерной s-образной в плане формы, которые располагаются параллельно простиранию хребта [7]. В среднем их простирание составляет около 30° .

Влияние Исландской термической аномалии на литосферу региона обуславливает специфическую морфоструктурную сегментацию хребта.

Утолщение литосферы и сокращение толщины хрупкого слоя коры при движении на север приводят к изменению реологических свойств земной коры. Увеличивается ширина зоны прогрева при одновременном сокращении величины хрупкого слоя коры. Формируется не нарушенный трансформными разломами хребет, с косым спредингом и изменяющейся при движении на север морфологией и системой эшелонированных S-образных вулканических хребтов в осевой части, смещенными друг относительно друга нетрансформными смещениями небольшой величины.

Морфология рельефа хребта Кольбейнсей отчетливо демонстрирует нам асимметрию потока вещества, направленного от Исландского плюма. Средняя скорость спрединга составляет 17-18 мм/год, он развивается по ортогональному механизму. В пределах хребта также можно выделить три провинции, похожие по строению на аналогичные в пределах хребта Рейкьянес. Менее выраженный осевой грабен по мере удаления от Исландии сменяется более глубокой осевой долиной.

Хребет Кольбейнсей сильно нарушен трансформными разломами. Крупнейшее и ближайшее к Исландии нарушение представлено разломной зоной Тьорнес [Kodaira, et.al., 1997]. Размеры и количество вулканических построек на хребте значительно меньше аналогичных показателей на хребте Рейкьянес. Глубинный астеносферный поток вещества от термической аномалии распространяется преимущественно на юг от Исландии, тогда как на север его продвижение редуцировано. Возможно, это связано с существованием оформившейся одновременно с хребтом Кольбейнсей крупной разломной зоны Тьорнес.

Хребет Мона не нарушен разломами. Спрединг здесь сильно косой (угол между простиранием хребта и направлением спрединга - 55°) и ультрамедленный (16-17 мм/год). Рифтовая зона занимает положение в глубокой долине. В ее пределах формируется система эшелонированных вулканических поднятий s-образной в плане формы. Аналогичные структуры возникают в пределах рифтовой долины хребта Рейкьянес. В условиях низкого прогрева литосферы и редуцированного вулканизма они находятся на большом удалении друг от друга и отличаются небольшими размерами. [Geli, Renard, 1994]. Пространство между хребтами занято переуглубленными впадинами - структурами сдвига. Хребет Мона, в отличие от других хребтов демонстрирует нам однообразный рельеф, присущий холодному сильно косому, стабильному спредингу.

Хребет Книповича примыкает с запада к Шпицбергенской континентальной окраине и протягивается вдоль нее более чем на 500 км. В северной своей части структуры хребта сближаются с ней на 40-50 км. Простирание хребта сильно меняется по азимуту: от 345° на юге до 5° на севере. При этом угол между простиранием и направлением растяжения варьирует от $35-40^\circ$ до $55-60^\circ$. Средняя скорость спрединга составляет 16 мм/год [5].

Хребет Книповича представляет собой сложную, очень молодую, неустойчивую структуру. Она характеризуется сочетанием коротких раздвиговых магматических сегментов и длинных сдвигово-раздвиговых амагматических сегментов с неустойчивым соотношением компонент спрединга [5]. Основные черты тектоники и морфоструктурной сегментации северного участка хребта Книповича были рассмотрены в работе [2].

На хребте Гаккеля скорость спрединга минимальная для всей системы СОХ. Она варьирует от 9-13 мм/год до 6-7 мм/год, спрединг ортогонален [6]. В пределах хребта Гаккеля четко выделяются несколько морфологических зон – протяженных участков со схожим рельефом и условиями его формирования. В пределах каждой из морфологических зон определяющими являются отдельные процессы: вулканизм в пределах западной зоны, тектоника и метаморфизм в пределах центральной зоны, редуцированный вулканизм и метаморфизм в пределах восточной зоны. В пределах всего хребта не встречается трансформных нарушений, а нетрансформные смещения по амплитуде не превышают 10-13 км.

Модельный материал, используемый в экспериментах, отвечает условиям подобия, описанным в работе [3]. Подробно методика экспериментов по моделированию структурообразующих деформаций в спрединговых хребтах описана в работе [1].

В серии экспериментов по моделированию структурообразующих деформаций на хребте Рейкьянес изменялись ширина области прогрева литосферы под рифтовой зоной (W) и толщина хрупкого слоя коры в осевой зоне (H). При удалении к югу от Исландии ширина зоны прогрева сокращается, а толщина литосферы увеличивается. Эксперименты воспроизводили геодинамические условия трех выделенных на хребте провинций: северной, центральной и южной, различающихся особенностями сегментации, осевым рельефом, шириной рифтовой зоны и толщиной литосферы. Угол между направлением спрединга и ослабленной зоной составлял 60°.

Самую северную часть хребта воспроизводили эксперименты с минимальными значениями H и максимальной шириной зоны прогрева W. Условия переходной провинции хребта воспроизводились в экспериментах с промежуточными значениями параметров. И наконец, условия южной провинции с морфологией осевой долины, а также хребта Мона в первом приближении, воспроизводились в экспериментах с максимальными значениями H и минимальными-W.

Эксперименты показали отличие механизма образования трещин и их распределения в зависимости от толщины хрупкого слоя коры и литосферы. В пределах северной модельной провинции осевые вулканические хребты отличаются значительной протяженностью, они незначительно удалены друг от друга. В пределах южной провинции хребта с более прочной

литосферой количество трещин увеличивается, однако сокращается их длина, они приобретают более сегментированное распространение, между ними располагаются мелкие трещины, аналогами которых выступают нетрансформные смещения. Было получено неплохое соответствие экспериментальной и природной картина распределения осевых трещин и сегментации на хребте Рейкьянес.

В серии экспериментов посвященной хребту Книповича задавались 3 ослабленные линейные зоны, имитирующие рифтовые зоны, генеральные тренды которых соответствуют современным ориентировкам хр. Мона, Гаккеля, их соединяла ослабленная зона, соответствующая общему тренду структур хребта Книповича и Шпицбергенской зоны разломов. Менялись следующие параметры: 1) соотношение мощностей модельной плиты/модельной зоны спредингового хребта/ослабленной зоны трансформа (7/2/4 или 6/2/3 мм); 2) ширина ослабленной зоны трансформа и рифтовых зон хребтов; 3) угол наклона ослабленной зоны трансформа; 4) первоначальное соотношение длин ослабленных зон.

В пределах модельной ослабленной зоны короткие раздвиговые сегменты, перпендикулярные растяжению, соединялись длинными сдвиговыми сегментами, субпараллельными направлению растяжения. Развитие сегментации носило неустойчивый характер. Доля сдвиговых сегментов в модельной границе плит постепенно сокращалась и достигала минимума при угле в 50° к направлению растяжения.

В серии экспериментов по моделированию процессов рельефообразования на ультрамедленном спрединговом хребте Гаккеля изменялись ширина зоны прогрева W (которая составила 2, 3 и 4 см) и соотношение толщин модельной коры в осевой рифтовой зоне и внеосевой литосферы (6 мм/3 мм и 10 мм/8 мм). Условия в западной части хребта воспроизводились в эксперименте с $W=4$ см, в центральной части хребта – в эксперименте с $W=3$ см, в восточной части хребта – с $W=2$ см, что согласуется с удалением на восток, понижением скорости спрединга и уменьшением поступления расплава. Растяжение было ортогональным.

В целом была получена картина сегментации, сходная с встречающейся на хребте Гаккеля. Первичное разрушение происходило в виде практически прямолинейной картины трещин. Асимметрия строения флангов хребта отражается и в некоторых экспериментах в виде асимметрии наращивания акреционных валов. Следует отметить наличие отчетливых линеаментов, выраженных в понижениях во внеосевом рельефе. Они носят преимущественно унаследованный характер и развиваются на проекциях изгибов начальной картины трещин. Возможно, по таким линеаментам и развивается система перпендикулярных оси поднятий в пределах хребта Гаккеля, которая носит стабильный, унаследованный характер.

Проведенные экспериментальные исследования позволили выявить особенности структурообразования в спрединговых хребтах Полярной

Атлантики и Арктики, приводящие к формированию их естественной сегментации и их геодинамическую природу. Для хребтов Мона и Рейкьянес это система эшелонированных S-образных трещин, сегментация и размеры которых напрямую зависят от ширины ослабленной зоны и толщины коры в ней. В случае хребта Книповича это неустойчивая система коротких раздвигов типа пулл-эпарт, соединенная длинными сдвиговыми сегментами. Увеличение угла наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения влечет сокращение сдвиговой компоненты. В пределах хребта Гаккеля это система прямолинейных трещин, с небольшими изгибами и смещениями. Формировании внеосевого рельефа находится под влиянием перпендикулярных оси линеаментов. Они связаны с первоначальными нарушениями прямолинейности трещин и носят унаследованный характер. В ходе акреции формируются системы крупных валов, как правило, акреция носит сильно асимметричный характер.

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. №1. 2006. с.76-94.
2. Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. №1. 2008. с. 38-57.
3. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. №10. 1983. с.10-19.
4. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. №2. 2008. с. 32-54.
5. Crane K., Doss H., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov G., Poroshina I., Joseph D. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovoch ridge // Marine Geophysical Researches. Vol. 22. 2001. p.275-288.
6. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. Vol. 426. 2003. p. 405-412.
7. Murton B., Parson L. Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centers: a quantitative study of the Reykjanes Ridge // Tectonophysics. Vol.19. №2.1993. pp. 237-257

The study concerns relief of the ultra-slow spreading ridges of Arctic and North Atlantic. The author made a revision of the published data on this theme. He applies the data of the unique analogous experiments and makes some conclusions of the geodynamic nature of the relief and structure- forming on these ridges.

А.М. Железнов

(Санкт-Петербургский Государственный Университет, кафедра геоморфологии, Санкт-Петербург, e-mail: zhelezi@yandex.ru)

Рельефообразование и современное осадконакопление в северной части Баффинова залива и в прилегающих акваториях

A.M. Zheleznov

(St.Petersburg State University, department of geomorphology, St.Petersburg)

Modern evolution of seabed conditions of Northern Baffin Bay and adjacent areas

Баффинов залив является продолжением Лабрадорского моря и располагается между Гренландией и Канадским Арктическим архипелагом. Автору удалось принять участие в экспедиции “IMAGES-International Polar Year-Canada expedition for the study of Climate and Ocean changes in eastern Canadian Arctic (Baffin Bay, Davies Strait)” (“Baffin Bay-2008”), проходившей в рамках рейса HUD2008-029 научно-исследовательского судна Канадской береговой охраны «Гудзон» (CCGS “Hudson”).

В данной экспедиции также приняли участие учёные-географы, геологи, биологи и технические специалисты из Канады, США, Европейского союза. Морские исследования проводились в Баффиновом заливе, проливах Ланкастера, Джонс, Дэвиса, бухте Диско, в северной части Лабрадорского моря. 27-дневный круиз стартовал в городке Найн (п-в Лабрадор) и закончился на причале Бедфордского института Океанографии (г. Дартмут (Галифакс), Новая Шотландия) [1].

Ведущая роль экспедиций судна «Гудзон» для геоморфологических исследований Северной Атлантики описывалась ещё А. Грантом в 1966 г., А.В. Ильиным в 1976 г. и многими другими учёными [2, 3]. Полученные в ходе рейса “Baffin Bay-2008” с использованием новейшего оборудования данные позволяют с большей определённой судить, в том числе и о роли тектонических и экзогенных факторов в формировании своеобразной морфологии ледниковых шельфов.

Благодаря совместным усилиям международного коллектива учёных в ходе экспедиции удалось получить данные различных типов: высококачественные пробы грунтов, вод, организмов различными методами, большой объём геофизических данных.

В дальнейшем, при работе с данными из рейса “Baffin Bay-2008” в ходе практики в Институте Альфреда Вегенера (Германия, по гранту Германской Службы Академических Обменов) был изучен керн из колонки PS72-287/3, взятой гравитационной трубкой в ходе экспедиции “ARK-XXIII/3”, проходившей в изучаемом районе также в 2008 году, но в рейсе научно-исследовательского судна «Поларштерн» (RV „Polarstern“).

Таким образом, автору была предоставлена возможность сравнить данные, полученные в ходе двух независимых друг от друга экспедиций, проходивших в исследуемом районе в 2008 году. При этом особенно важно, что подобных исследований ранее в таком объёме для данных акваторий не проводилось.

В данной работе сделана попытка проанализировать индикаторы географических, геологических и климатических процессов, повлиявших на осадконакопление и рельефообразование в северной части Баффинова залива, и в прилегающих акваториях ближайших проливов в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе полевых и лабораторных исследований, в которых автор принял участие в 2008-2009 гг., а также всего спектра имеющихся в открытом доступе литературных и картографических источников. Основным методом исследований было изучение строения рельефа и четвертичных отложений изучаемых акваторий.

В геологическом обрамлении Баффинова залива принимают участие древние щиты Канады и Гренландии, а также соседствующие с ними области палеозойской складчатости. Тектоническое строение подводного сопряжения северо-западной Гренландии и островов Канадского Арктического архипелага остаётся крайне плохо изученным, но можно уверенно сказать, что изучаемый район относится к материковой окраине атлантического типа. Следовательно, ведущая роль в её формировании (наряду с геотектоникой) принадлежит накоплению сносимого с суши обломочного материала.

В изучаемом районе в результате сложной комбинации эндогенных структур с активными процессами седиментации выделяют центральный конус осадконакопления и 14 периферийных осадочных бассейнов разной площади и происхождения [4].

Хорошим потенциалом для наличия углеводородов обладают осадочные бассейны, сформированные на продолжении коры континентального типа, обрамляющей погребённый район спрединга на севере и западе Баффинова залива. К таким бассейнам относится и пролив Ланкастера (общая площадь бассейна – 13250 км²). Потенциально оценивают песчаники раннего мела, как перспективные на газ, а палеогеновые морские сланцы, как перспективные на нефть [5]. В восточной части залива предположительно могут быть и газогидраты [6].

Особое место занимает сейсмичность данного региона, в целом активного для пассивной континентальной окраины. Если для морей российского сектора Арктики эндогенные процессы, как правило, относят к пассивным рельефообразующим факторам [7], то для северной части Баффинова залива землетрясения являются активным современным фактором рельефообразования.

Например, 20 ноября 1933 года в рассматриваемом районе (73° с.ш., 70,75° з.д., рис. 15) произошло землетрясение с магнитудой в 7,3 и

гипоцентром на глубине в 10 км [8] – крупнейшее известное землетрясение за Северным полярным кругом.

В ходе проведённых камеральных исследований полученных полевых материалов и литературных источников в работе проводится анализ содержания углерода и азота в образцах, смоделировано распределение углерода и азота по площади изучаемых акваторий, показана связь изменений в осадконакоплении в различные периоды развития района с климатическими изменениями. Результаты исследований отражены в магистерской диссертации автора, защищённой в июне 2009 г. по направлению «экология и природопользование» на факультете географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета.

Изучение процессов рельефообразования и осадконакопления в Баффиновом заливе и в прилегающих акваториях важно с различных точек зрения. Пролив Ланкастера и Баффинов залив – арена конкурирующих интересов за потенциальные ресурсы будущей разработки углеводородов и управление морскими транспортными перевозками.

Точные датировки образцов из колонки PS72-287/3 ещё только предстоит провести, как и исследования колонок керна ударных трубок из Ланкастера рейса “Baffin Bay-2008”, но уже сейчас можно констатировать факт того, что данный район 10000 лет назад находился в зоне влияния мощнейшего Лаврентийского оледенения. Сравнив результаты анализа данного керна с другими, отобранными в соседних точках, возможно детально восстановить картину отступления Лаврентийского ледника в Канадском Арктическом архипелаге. За последние 10000 лет в районе системы проливов Пэрри произошла кардинальная перестройка экосистемы, изменились климатические условия. Это подтверждает актуальность выбранной темы, и требует проведения дальнейших комплексных исследований в данном регионе.

Взаимодействие учёных из разных стран может принести долгожданные дивиденды всем сторонам: по отдельности ни Канада, ни Россия до сих пор не обладают судами для бурения в условиях Арктики, что отдаляет обе державы от использования глубоководных ресурсов.

Именно сотрудничество между крупнейшими полярными странами может помочь скорейшему открытию новых минеральных ресурсов, изучению геологической истории Северного Ледовитого океана и моделированию будущих изменений природной среды.

1. CCGS Hudson Expedition 2008029: Marine geology and paleoceanography of Baffin Bay and adjacent areas, Nain, NL to Halifax, NS, 2008.
2. Grant, A.C. Distributional trends in the recent marine sediments of northern Baffin Bay. *Maritime Sediments*, 7(2), 1971.
3. Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. – М.: «Наука», 1976.

4. Harrison J. C., Brent T. A., Oakey G. N. Bedrock geology of the Nares Strait region of Arctic Canada and Greenland with explanatory text and GIS content. Geological Survey of Canada, 2006.
5. Petroleum Exploration in Northern Canada: A Guide to Oil and Gas Exploration and Potential. Department of Indian and Northern Affairs, Ottawa, 1995.
6. Pelletier B.R. Review of surficial geology and engineering hazards in the Canadian Offshore. Marine Sediments, vol. 15, 1979.
7. Никифоров С.Л. Рельеф шельфа морей российской Арктики: автореферат на соискание степени доктора географических наук. – М.: ИО РАН, 2006.
8. earthquakescanada.nrcan.gc.ca/ – Natural Resources Canada: The 1933 Baffin Bay earthquake.

The purpose of research work is to analyze indicators of geological, geographical and climatological processes of evolution of seabed conditions of Northern Baffin Bay and adjacent areas from the Last Glacial Maximum to Holocene. The nature of the recent sediments in this region, and their geochemical properties relative to water depth, bottom configuration, and the agents responsible for their transport were studied by analyzing samples from 2 expeditions: samples from box-corers from “Baffin Bay-2008” cruise (Canadian Coastal Guard Ship “Hudson”, 2008), and gravity core PS72-287/3 from “ARK-XXIII/3” cruise (Research Vessel „Polarstern“, 2008). Samples from box-corers were compared for 8 locations from different parts of northern Baffin Bay. Samples from gravity core (Barrow Strait, Perry Channel) have big importance for better understanding of climate conditions and sedimentation processes from previous 10,000 years.

Е.В. Жулева

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: lenageo@rambler.ru)

**Геоморфологический подход к решению проблемы
геохимических особенностей океанского магматизма**

E.V. Zhuleva

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Geomorphologic approach to the solution of the ocean's
magmatism geochemical peculiarities problem**

Океанский вулканизм является одним из ведущих процессов, определяющих формирование структурного плана геотектур срединно-океанических хребтов и океанских впадин, в ходе которого образуются отдельно стоящие вулканические горы различного размера и разнообразной морфологии, и горные массивы, сгруппированные в хребты разной протяженности. В качестве подводных гор рассматриваются изолированные изометричные формы рельефа, имеющие форму конуса с крутыми слаборасчлененными склонами и остроконечной либо плоской вершиной, высотой более 1000м.

Изучение геохимического состава пород, слагающих внутриплитовые вулканы, проведенное в ГЕОХИ РАН на примере вулканических гор Атлантического океана, показало, что составы первичных расплавов имеют широкий интервал щелочности, и в качестве первичных расплавов могут выступать 5 типов магм: фондиты, базаниты, пикриты, щелочные оливиновые базальты, толеиты [1]. Тип первичного расплава определяется степенью частичного плавления и глубиной выплавки. Было установлено резкое преобладание дифференцированных разностей щелочных магм над первичными: 80% и 20% соответственно. Высокая доля дифференцированных расплавов предполагает большие объемы магматических камер и исходных расплавов, длительную историю проявления вулканизма и формирования магматических очагов, где проходила многоступенчатая дифференциация материала. Этот факт рассматривается как свидетельство того, что большая часть первичных магм претерпевает дифференциацию в промежуточных камерах океанической литосферы [2].

Результаты геолого-геофизических и геоморфологических исследований природы вулканических гор ложа океана позволяют с новых позиций подойти к решению этой проблемы особенностей океанского магматизма.

Исследование характерных черт формирования рельефа вулканических гор в свете их геофизического изучения было проведено путем кластерного анализа объемов вулканических построек, образующихся на океанической литосфере различного возраста [3]. Суммарные объемы вулканов, растущих на участках океанической литосферы возрастом от 0 до 30 млн. лет, от 30 до

60 млн. лет и от 60 до 90 млн. лет, в пределах которых преимущественно формируются вулканы ложа океанов, соотносятся как 2:3:5. Мощность литосферы, согласно расчетам по формуле О.Г. Сорохтина $M_l = 7.5T^{1/2}$, на участках указанного возраста составляет соответственно: менее 41 км, от 41 до 58 км и до 71 км [4].

Суммарные объемы образующихся вулканов растут по мере увеличения возраста и, соответственно, мощности литосферы, и около половины вулканогенного материала изливается на донную поверхность в ходе внутриплитового вулканизма при достижении литосферой возраста от 60 до 90 млн. лет. Другая половина вулкаников слагает горы, сформировавшиеся на океанической литосфере, возрастом менее 60 млн. лет, хотя развитый здесь вулканизм спрединговой зоны и трансформных разломов является наиболее продолжительным в истории геологического развития ложа океанов, среди различных типов океанского вулканизма.

Геохимический состав и степень дифференциации первичных расплавов, связанные со степенью частичного плавления, контролируются глубиной заложения основной магматической камеры, расположением и количеством промежуточных камер. В отличие от малоглубинных толеитовых расплавов срединно-океанических хребтов, щелочной внутриплитовый магматизм характеризуется сложной многостадийной историей развития.

Зафиксированное преобладание дифференцированных магматических расплавов над первичными магмами может быть связано с тем, что излияние наибольших суммарных объемов вулканогенного вещества происходит на сравнительно мощной литосфере относительно древних участков океанских плит, в толще которой образуются промежуточные магматические камеры. Например, по результатам томографического анализа наблюдений над сейсмическими событиями действующего вулкана Килауэа на острове Гавайи, расположенном на литосфере возрастом около 82 млн. лет, под кальдерой вулкана была выделена коровая магматическая камера на глубине 4-15 км и мантийная промежуточная камера на глубине 24-37 км [5].

Сложное геоморфологическое строение областей современного вулканизма в пределах океанских горных массивов, которое проявляется в действии на ограниченной площади вулканов с большим разбросом высот, предполагает существование под ними разноглубинных магматических очагов различной мощности. В ходе истощения относительно слабых неглубоких магматических источников и отмирания небольших подводных вулканов, из которых в дальнейшем формируется сводово-вулканическое поднятие горного массива, вулканическая активность сосредотачивается в пределах одной или нескольких наиболее крупных подводных гор, со временем вырастающих в острова [6]. Подобное направление геоморфологического развития горных массивов согласуется с результатами численного решения задачи о внедрении мантийного диапира

в литосферу, которые показали, что мантийный плюм при внедрении в литосферу распадается на серию мелких ячеек [7].

Магматические центры имеют различную продолжительность активности, которая определяется разностью предельных возрастов вулканических пород, слагающих постройки приуроченных к этим центрам горных массивов [6]. Геохимический состав и степень дифференциации первичных расплавов могут быть связаны:

- с различной длительностью их дифференциации в магматических камерах;
- с существованием разноглубинных магматических очагов и промежуточных магматических камер.

Установлено единство петрохимической специфики формирующихся вулканитов: высокое содержание крупноионных литофильных элементов, обогащенность летучими компонентами, титаном, железом и некоторые другие [8]. Оно свойственно как активным, так и палеовулканам и свидетельствует о неизменности орогенной обстановки.

Преобладание в составе океанских вулканитов продуктов длительной дифференциации первичных расплавов связано с тем, что ведущую роль в процессе увеличения объемов вулканогенного материала по мере роста мощности литосферы играет расширение диапазона высот формирующихся вулканов с ростом абсолютного количества высоких гор высотой более 4 км и объемом свыше 1500 км³ (расчет проведен по формуле Н.А. Маровой $V=23.7h^3$, где h – высота горы; 23.7 – постоянный коэффициент при среднем угле наклона склонов $\alpha = 11.8^\circ$ [9]). Наибольшие объемы излившихся пород, представленных дифференцированными щелочными базальтами, сосредоточены в крупных вулканических постройках высотой более 4км, образующихся преимущественно на океанической литосфере возрастом от 60 до 90 млн. лет.

1. Когарко Л.Н., Асавин А.М. Петрохимическое районирование внутриплитного щелочного магматизма Атлантики // Геология морей и океанов. Тез. докл. XVII Междунар. науч. конф. по морской геологии. М.: ГЕОС, 2007. Т. IV. С. 212-214.
2. Геохимическое районирование внутриплитного, щелочного магматизма океанических регионов Земли и исследование гетерогенности мантийных источников. Итоговый отчет за 2005 год (под рук. Когарко Л.Н.). М.: ГЕОХИ РАН, 2005. 89 с.
3. Жулева Е.В. Объемы вулканических гор ложа океана в процессе эволюции океанической литосферы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. Вып. 10. С. 44-48.
4. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука. 1974. 181 с.
5. Белый В.Ф., Сидоров А.А. Палеовулканология и метод актуализма // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 12-21.

6. Жулева Е.В. «Особые точки» океанского вулканизма: характерные черты строения и эволюции рельефа дна // Океанология. 2003. Т. 43. № 5. С. 764-769.
7. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3-37.
8. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пушин И.К. и др. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
9. Марова Н.А., Алехина Г.Н. Объемы подводных вулканических гор Атлантического океана и зависимость их распределения от эволюции океанической литосферы // Океанология. 1998. Т. 38. № 3. С. 435 - 441.

On the basis of the results of geological-geophysical and geomorphologic studies of the ocean's bottom seamounts the explanation of the predomination of differential alkaline magmas over original is carry out.

А.В. Ильин

(Акустический институт имени академика Н.Н. Андреева Москва
Alexander_Ilyin@mail.ru)

Структурно-геоморфологическое районирование рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта

A.V. Ilyin

(Acoustic Institute, Moscow)

Structurally-geomorphological zoning of the rift zone of MAR

Районирование морфоструктуры рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) базируется на закономерностях, выявленных ранее [2]. Суть закономерностей сводится к особенностям генезиса рифтовой долины и её структурного обрамления. Механизм формирования рифтовой долины связан с перманентным воздыманием периферийных частей центра спрединга до уровня изостатического равновесия - современной бровки склонов рифтовой долины. Глубина рифтовой долины может рассматриваться как суперпозиция структурных преобразований новообразованной земной коры и выступать в качестве основного критерия районирования морфоструктуры рифтовой зоны САХ. Глубина долины меняется, по простиранию САХ, на коротких расстояниях, что связано с тектономагматической цикличностью развития центра спрединга. На пике магматической стадии цикла батиметрический уровень изостатического равновесия будет минимальным, а на пике тектонической стадии – максимальным. Колебание современных глубин долины по простиранию САХ свидетельствует о пребывании центров спрединга смежных сегментов на разных стадиях цикла. Латеральное перемещение плит в режиме non-stop

приводит к формированию грядово-долинной морфологии структурного обрамления рифтовой долины, отражающей периодичность циклов

Глубина рифтовой долины зависит также от принадлежности того или иного сегмента САХ к конкретным региональным структурам. Крупнейшими из них являются плюмы, блоки "холодной литосферы" и переходные зоны между ними. Эти неоднородности определяют масштабы магматизма, дефицит или избыток мантийного вещества под рифтовыми зонами. Таким образом, глубина рифтовой долины характеризует особенности развития морфоструктуры на локальном уровне, и отражает наиболее общие, региональные особенности геодинамики САХ.

Структурно-геоморфологическое районирование рифтовой зоны САХ с использованием глубины рифтовой долины как основного критерия представляется следующим.

1. Самый молодой сегмент САХ с возрастом около 30 млн. лет (олигоцен) представлен хребтом Книповича. Чётко выраженная рифтовая долина имеет глубины порядка 1500 метров. По петрологии, хребет характеризуется малой продуктивностью магматизма и располагается в "холодном поясе литосферы" [1]. То есть основным фактором формирования морфоструктуры является тектоника, с которой, как упоминалось, связаны максимальные глубины рифтовой долины САХ.

2. Хребет Книповича криволинейно сочленяется с хребтом Мона, заложение которого произошло 55-60 млн. лет назад. С этого момента хребет Мона эволюционировал в режиме непрерывного и, в общем, симметричного расширения. Средние глубины рифтовой долины здесь колеблются в пределах 500-1000 метров. Другими словами, центр спрединга хребта Мона в сравнении с хребтом Книповича, характеризуется избыточным магматизмом. Хребет Мона расположен на дальней периферии Исландского суперплюма, центр которого находится в восточной части острова Исландия. По этой причине морфоструктура хребта Мона создавалась под влиянием Исландского плюма, хотя и не в такой степени как хребтов Кольбенсей и Рейкьянес. Иначе, морфоструктура хребта Мона формировалась в рамках литосферы, переходной от литосферы с плюмовой специализацией к литосфере "холодного пояса".

3. Морфоструктура хребтов Кольбенсей и Рейкьянес всецело создана под влиянием Исландского суперплюма. Морфология рифтовой зоны оказалась "вывернутой наизнанку". На месте рифтовой долины воздвигнуты мощные вулканические хребты, несвойственные медленно-спрединговым хребтам (МСХ). И лишь в концевых частях обоих хребтов начинает проклёвываться рифтовая долина, свидетельствующая об ослабевающем влиянии плюма на структуру рифтовой зоны. Мощным тектоническим ограничителем исландского плюма на севере служит Ян-Майенская зона разломов, на юге – разлом Гиббса.

Таким образом, в северном регионе САХ, протяжённостью примерно 3500 километров выделяются разновидности морфоструктуры рифтовых зон, созданных в условиях "холодной" литосферы (хребет Книповича), литосферы с плюмовой специализацией (хребты Кольбенсей и Рейкьянес) и литосферы с промежуточными свойствами, характерными для хребта Мона, концевых участков хребтов Кольбенсей и Рейкьянес. Такая классификация морфоструктуры рифтовых зон может рассматриваться как эталонная и для других сегментов МСХ.

4. Короткий фрагмент рифтовой зоны в разломе Гиббса имеет морфометрические параметры, сходные с хребтом Книповича. Глубина рифта здесь около 1500 метров. Близкие значения 1300-1400 метров сохраняются южнее разлома Гиббса примерно до 46°-47° северной широты.

5. В приазорском сегменте рифтовая долина выражена менее чётко, а её глубина уменьшается иногда до 700-800 метров. Особенно это характерно для участка рифтовой зоны на траверзе Азорских островов. Здесь в районе острова Фаял находится центр Азорского плюма. Рифтовая долина проходит западнее центра плюма, на удалении 200-250 километров. Относительно малые глубины рифтовой долины на протяжении 700-800 километров севернее островов, указывают на возрастание магматической составляющей в её формировании и влиянии Азорского плюма.

6. Южнее Азорских островов рифтовая зона отклоняется в юго-западном направлении серией правосторонних сдвигов. На 35°-36° с.ш. влияние Азорского плюма на морфоструктуру рифтовой зоны прекращается. Глубина рифтовой долины увеличивается до 1400-1500 метров и более. Океаническая литосфера вскрывается в этом регионе до 2 км. и более. Так продолжается до 4.5°- 5° с.ш. Протяжённость всего сегмента превышает 3000 километров. По данным петрологии рифтовая зона тропического региона северной Атлантики сформирована базальтами, поднимающимися с относительно малых глубин мантии Земли, при минимальных температурах и пониженной магматической активности. Из этого иногда делается вывод, что малые объёмы базальтов определяют низкий батиметрический уровень рифтовой зоны САХ. Следует, однако, иметь в виду, что этот регион - самый древний в Атлантике и понижение батиметрического уровня может быть связано с прогрессивным погружением осевой зоны САХ вследствие истощения магматического материала под центром спрединга. Указанный сегмент, более чем любой другой в Атлантике является ареной мощных тектонических процессов в рифтовой зоне и выделяется максимальными глубинами рифтовой долины.

7. Приэкваториальная часть рифтовой зоны САХ от 3°-4° ю.ш. до 10° ю.ш. характеризуется минимальными глубинами рифтовой долины, не превышающими 1000 метров. Здесь наиболее мощная литосфера и минимальная температура мантийного источника [4]. Это может быть причиной неполного раскрытия рифта. С другой стороны в деплетированной литосфере экваториального сегмента возможно существуют очаги

обогащённой мантии, генерирующие толеитовый магматизм [3]. С этим фактором также можно связывать относительно малые глубины рифтовой долины экваториального сегмента САХ.

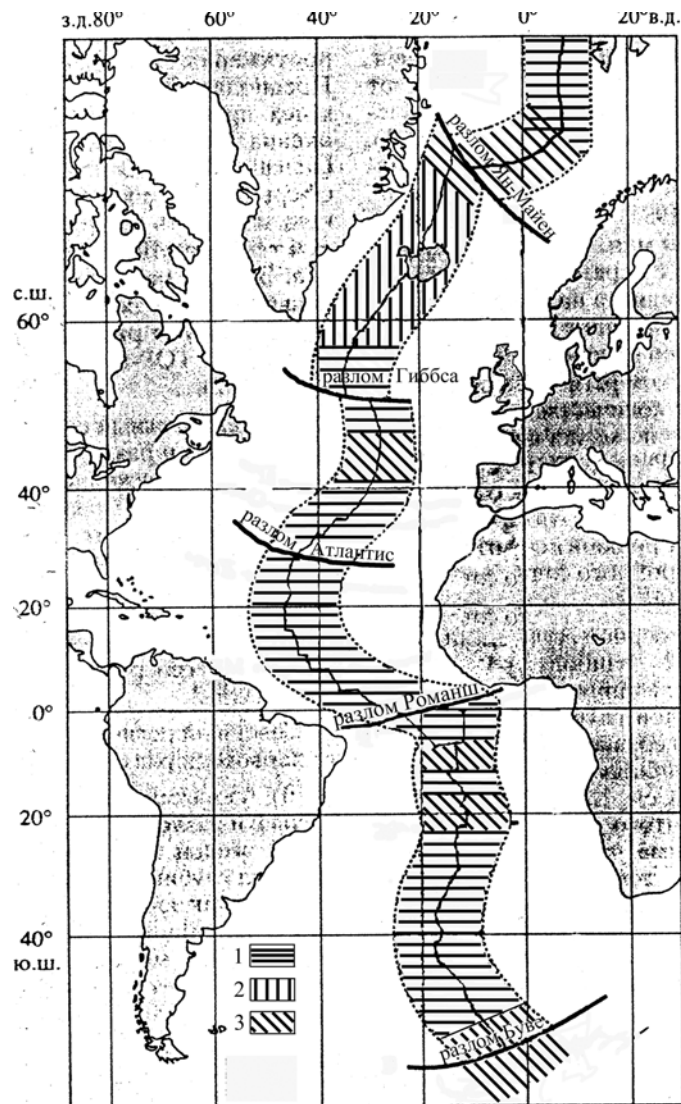


Рис. 1. Разновидности морфоструктуры рифтовой зоны САХ: 1 – Морфоструктура преимущественно тектоническая; 2 – Морфоструктура преимущественно вулканическая; 3 – Морфоструктура переходного типа.

8. В южной Атлантике темпы спрединга в современную эпоху составляют 3.5-4 см./год против 2.1-2.6 см./год в северной. Соответственно меняются морфометрические показатели. Средние углы наклонов уменьшаются примерно на 1°, глубина рифтовой долины – на первые сотни метров. Ширина долины возрастает до 40-42 км., против 35-36 км. в северной. Конечно, указанные усреднённые параметры отражают весьма общие различия протяжённых сегментов САХ, в рамках которых есть свои разновидности. Например, в северной Атлантике количественные показатели рельефа в сфере влияния Исландского суперплюма кардинально отличаются от тропической зоны САХ, для которой характерен "сухой спрединг". Существенные различия морфоструктуры рифтовой зоны характерны для отдельных областей САХ в южной Атлантике. Плюмовые сегменты свойственны районам, примыкающим к островам Вознесения, Св. Елены, Тристан да Кунья, Гоф, тройственного сочленения Буве.

В области плюма острова Вознесения глубины рифтовой долины – не более 800 м. Рифт западнее плюма острова. Св. Елены также мелководный - порядка 800м. Между плюмовыми сегментами располагаются сегменты с глубинами рифта более 1000 м. На траверзе островов Тристан да Кунья и Гоф рифтовая долина имеет глубины 500-700 метров

Краткая морфометрическая характеристика с привязкой к геодинамическим и петрологическим представлениям, позволяет наметить предварительную схему районирования морфоструктуры САХ рифтовой зоны (рис.1). Крупнейшие таксоны в такой схеме - плюмовые области с магматической специализацией морфоструктуры, сегменты с тектонической специализацией и протяжённые отрезки между ними с переходной (градиентной) морфоструктурой. Для каждого таксона характерна тектономагматическая цикличность процессов рельефообразования в провинциях рифтовых долин и рифтовых гор. Изменчивость морфоструктуры указанных провинций определяет принадлежность их к тому или иному из трёх вышеупомянутых таксонов.

Задача районирования морфоструктуры рифтовой зоны САХ намечена пока в общих чертах. Определились методологические и методические подходы к её решению. Для идентификации сегментов САХ с той или иной геодинамической специализацией морфоструктуры потребуется детальная проработка вопросов с привлечением всего комплекса геоморфологических, геологических, геофизических, геодинамических данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00422)

1. Дмитриев Л.В. Гидротермальный процесс при низкой скорости спрединга. Геология морей и океанов, 2005, т. 2. с. 270-271.
2. Ильин А.В. Происхождение и развитие морфоструктуры рифтовой зоны медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов. Океанология, №3, 2009, (в печати)

3. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М. Научный мир. 2002, с. 278, (Тр. ГИН РАН, Вып. 548)

4. 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.

The rift valley depth of Mid-Atlantic ridge (MAR) is most representative of its morphometric characteristics. Therefore it has been taken as a criterion of the rift zone geomorphological demarcation (regionalization). The use of this criterion allows to recognize three types of MAR rift zone morphostructure. The correlation of the recognized segments with MAR geodynamic segmentation has been registered.

**Г.И. Казакевич, Л.П. Волокитина, О.В. Левченко,
В.В. Матвеевков**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: paleo@ocean.ru)

Некоторые тектонические особенности формирования скоплений углеводородов в Индийском океане

G.I. Kazakevich, L.P. Volokitina, O.V. Levchenko,

V.V. Matveenkov

(Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow)

Some Tectonic Properties of the Hydrocarbon Accumulations Formation in the Indian Ocean

Анализ положения месторождений углеводородов на океанической или утоненной субконтинентальной коре, а также на границе континент-океан показывает, что почти все они привязаны к долгоживущим глубинным разломам. В качестве примера можно привести месторождение «приразломное» в Баренцевом море и газогидратный вулкан на фланге разлома Сена, отделяющего субконтинентальную кору Баренцева моря и океаническую кору Гренландского моря. В Тихом океане подобным образом могли сформироваться месторождения углеводородов вдоль трансформного разлома Королевы Шарлотты, отделяющего Тихоокеанскую литосферную плиту от Североамериканского континента, и месторождения углеводородов, приуроченные к трансформному разлому, проходящему вдоль восточного побережья Сахалина. Как было показано Дмитриевским [1], эндогенные процессы являются определяющими факторами в созревании органического вещества (ОВ), его концентрации в залежи и в минеральном синтезе углеводородов. В случае образования подводных залежей наиболее вероятно влияние на осадочный чехол гидротерм. Кроме температурного воздействия на ОВ осадков гидротермы на дне океана

могут выносить большое количество метана. Источником его образования, как это было показано многими исследователями [2], является серпентинизация пород верхней мантии морской водой. В процессе серпентинизации выделяется 144,6 ккал/моль, что позволяет поддерживать температурный режим функционирующей гидротермы. Для концентрации углеводородов необходимо чтобы гидротермы просачивались через осадочный чехол достаточной мощности, не достигая поверхности дна океана. В связи с этим наибольший интерес для поиска крупных скоплений углеводородов в океане представляют участки дна, покрытые достаточно мощным слоем осадочных пород (несколько сотен метров и более), где в силу тектонических причин длительное время происходят нарушения океанической литосферы, затрагивающие верхний слой мантии. Таким регионом является зона деформаций Центральной котловины Индийского океана. Эта зона имеет восток-северо-восточное простираение. Ее протяженность составляет около 1600 км, а ширина около 1000 км. Зона характеризуется блоковыми поднятиями фундамента шириной 100-300 км и высотой 1-3 км. На более детально изученных участках дна выделяются разломы различных порядков и генезиса, а также связанные с ними приразломные складки в осадочных породах. Широко развиты субмеридиональные взбросы, надвиги и сдвиги. Их протяженность варьирует от 10 до 70 км, а вертикальная амплитуда достигает 600 м. Все эти разломы затрагивают нижний осадочный комплекс. Фундамент океанической коры в Центральной котловине сложен типичными толитами, изливавшимися в индоокеанском спрединговом центре. Согласно геомагнитным данным возраст Центральной котловины изменяется от 50 на юге до 75 млн. лет на севере описываемой структуры [3]. Анализ современных очагов землетрясений показывает, что в изучаемом районе преобладают условия сжатия. Палеорекострукции позволяют предположить, что подобные условия существовали в регионе с момента возникновения зоны деформаций в центральной части Индийского океана – т.е. начиная с эоцена. За это время в океанической коре сформировалась система глубинных разломов и надвигов, способствующих возникновению активной гидротермальной деятельности. Сейсмические исследования выявляют блоковое строение коры и верхней мантии Центральной котловины [4]. В деформированных блоках океаническая кора подстилается слоем 3В с аномально низкими скоростями 7,5-7,6 км/с - вероятно серпентинизированными гипербазитами. Распределение теплового потока в Центральной котловине крайне неоднородно. Наряду с фоновыми значениями теплового потока 40 мВт/м², характерными для океанических котловин юрского и мелового возраста, фиксируются величины, достигающий 200 мВт/м². Особо высокие тепловые потоки, в несколько раз превышающие фоновые значения, наблюдаются в районе тектонических деформаций [4], что, несомненно, свидетельствует о гидротермальной

активности в зоне деформаций. Поскольку разломы зоны деформаций затрагивают, как минимум всю океаническую кору, просачивающаяся по разломам вода должна вызывать серпентинизацию пород верхней мантии. В настоящее время Центральная котловина также является зоной самой высокой внутриплитовой сейсмической активности в океанах. Магнитуда землетрясений здесь составляет 5-7 баллов. Наибольшее количество современных землетрясений происходит в зоне контакта океанической коры и континентальной коры вдоль северо-восточного склона Индийского субконтинента, а также вдоль контакта Индийской и Индокитайскую плит. Именно в этих районах предполагаются и обнаружены нефтегазовые месторождения [5,6]. В зоне сочленения Индийской и Индокитайскую плит условия образования УВ не соответствуют предлагаемой модели. Для Центральной котловины и района Бенгальского залива, прилегающего к северной части Индийского субконтинента, ряд данных подтверждает ее применимость. Таковыми являются: кинематика плит, позволяющая определять скорости деформаций и итоговые деформации в данном регионе; анализ сейсмичности, дающий возможность оценить напряжения в литосфере.

В районе Центральной котловины наблюдается сложное напряженно-деформированное состояние, обусловленное сочетанием поддвига Индийской плиты под Индокитайскую и столкновения Индийского субконтинента с Евразией. Это приводит к рассмотренной выше блоковой структуре, включающей наличие глубинных разломов различных порядков и происхождения. В ослабленной подобным образом литосфере землетрясения могут возникать и при напряжениях, значительно меньших предела прочности пород – что и подтверждается данными о сейсмической активности [7].

Для оценки напряжений, возникающих в шельфовой части Бенгальского залива, воспользуемся данными работы [7], в которой приводится поле скоростей деформации в данном регионе. В районе континентального шельфа скорости деформации составляют примерно $2 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Если взять время накопления напряжений порядка 10-15 млн. лет, то итоговая деформация достигнет величины порядка $2 \cdot 10^{-2}$. Возникающие в результате напряжения зависят от реологических свойств литосферы. Ее эффективные упругие характеристики в разных работах оцениваются по-разному. Учет релаксации напряжений приводит к необходимости использовать в модели стандартного линейного тела статический модуль упругости $E \approx 6 \cdot 10^4$ бар [8], который более чем на порядок ниже мгновенного модуля упругости $E \approx 7 \cdot 10^5$ бар. В соответствии с этим, напряжение сжатия составит 1,2-2 кбар. Причем подобное напряжение будет достигаться в областях с наиболее старой океанической литосферой, т.е. в данном случае в зоне сочленения ее с континентальной. По независимым оценкам работы [9] напряжение сжатия также составляет примерно 2 кбар. Используя типичные кривые прочности

океанической литосферы [8], можно видеть, что возникающие напряжения соответствуют и даже превосходят пределы ее прочности. Таким образом, в районе Бенгальского залива могут возникать трещины, причем наиболее вероятно – на границе с Индостаном, что и подтверждается данными по землетрясениям [7], которые оказываются приуроченными именно к шельфовой зоне. Дополнительной причиной возникновения трещин именно в зоне сочленения океанической и континентальной плиты является ослабление прочности породы в зоне контакта литосфер, обладающих разными механическими свойствами и разной мощностью. Как известно из решения механических задач о вдавлении штампа, в подобных зонах возникает наибольшая концентрация напряжений, способных вызвать разрушения. Подобные разрушения и наблюдаются в системе сбросов шельфовой части Бенгальского залива [10]. Это может также приводить к ослаблению литосферы и возникновению землетрясений и при меньших напряжениях.

Наличие системы разломов способствует проникновению океанской воды в литосферу, в результате чего происходит процесс серпентинизации, приводящий к разуплотнению породы, что – согласно [8] – должно приводить к относительному поднятию рельефа. Таким путем в работе [8] объясняется возникновение Восточно-Индийского хребта (хотя имеются и другие объяснения), который согласно [11] прослеживается и в Бенгальском заливе в виде системы поднятий. В Бенгальский залив продолжается и хребет 85 градуса [11]. Характерно, что окончания этих структур упираются в области сейсмичности на границе с Индостаном.

Контраргументом может показаться значительное опускание литосферы под Бенгальским заливом и наличие там положительной гравитационной аномалии и – соответственно – уплотнение литосферного вещества [12]. Но, по-видимому, это уплотнение является более масштабным, чем разуплотнение, вызванное серпентинизацией, но не исключает локальных эффектов, связанных с ней. Это подтверждается наличием в заливе указанных выше поднятий и отрицательной гравитационной аномалией на хребте 85 градуса.

Необходимым условием образования скоплений углеводородов в данном регионе является наличие ловушек. В работе [13] показано, что в 450 км юго-восточнее о. Шри-Ланка существует погребенная антиклинальная структура, имеющая ширину около 80-90 км, длину – 180-200 км. Высота поднятия в поверхности фундамента составляет 1,2 – 1,5 км. Общая мощность осадочного чехла здесь около 3 км. В средней части антиклинальной складки на глубине 1,1 – 1,2 км ниже поверхности дна был обнаружен сильный рефлектор, похожий на структуру типа «яркого пятна» - амплитудной аномалии на сейсмическом разрезе, которая может свидетельствовать о наличии залежи углеводородов. Латеральная протяженность «яркого пятна» составляет около 25 км. Отражающая

граница «яркого пятна» приурочена к кровле эоцен-верхнемеловых осадков и коррелируется с эоценовым перерывом в начальной стадии формирования Бенгальского конуса выноса. Характерно, что глубинные разломы не доходят до эоценовых осадков. Благодаря гигантским размерам антиклинальной складки в ее кровле действительно может сформироваться ловушка для рассеянных углеводородов, которые возникают в результате взаимодействия выносимых гидротермами летучих компонентов с богатыми органикой эоценовыми осадками, хотя для чисто органогенного образования УВ мощности осадков явно недостаточны. Найденная структура свидетельствует о реальности предложенного механизма образования скоплений УВ в Центральной котловине Индийского океана, и, с учетом схожести строения осадочного чехла в районе Бенгальского залива, позволяет предположить наличие зон скопления углеводородов и в этой области.

1. Дмитриевский А.Н. // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 3. С.373-377.
2. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: МГУ, 2002. 560 с.
3. Левченко О. В., Вержбицкий В. Е. // Океанология. - 2003.- т. 43.- № 6. - С. 893- 905.
4. Вержбицкий В. Е., Лобковский Л. И. // Физика Земли. - 1993.- № 11.- С. 16-26.
5. Клещев А.А., Кунлинский А.Я. и др. // Геология нефти и газа, 1997, № 7. С. 1- 6.
6. Хаин В.Е., Полякова И.Д. // Геотектоника. 2008. № 3. С. 3-17.
7. Delescluse M., Chamot-Rooke N. // Geophys. J. Int. 2007. № 168. P. 818–842.
8. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука. 1988. 251 с.
9. Stein С.А., Cloetingh S., Wortel R. // Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results, 1990, v.116, P. 261–275
10. Пушаровский Ю.М. // Геотектоника. 1995. № 4. С.73-91.
11. Левченко О.В., Милановский В.Е., Попов А.А. // Океанология. 1993. Т. 33. № 2. С. 269-275.
12. Козлов Г.И., Русаков О.В., Старостенко С.В. и др. // Геология и металлогения Северной и Экваториальной частей Индийского океана. Киев. Наукова думка. 1984. С. 14-30.
13. Матвеевков В.В., Левченко О.В., Волокитина Л.П. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. № 5. С. 20–25.

Geological, geophysical and seismological analysis has shown that in the northwest part Indian Ocean exist the condition of the shaping the concourses hydrocarbon. The most real concourses hydrocarbon in the central Indian Ocean Basin and in the Bengal Bay.

В. М. Каулио, А. А. Шагин

(Полярная морская геологоразведочная экспедиция ПМГРЭ, Санкт-Петербург, Ломоносов, e-mail: root@polarex.spb.ru)

Эффективность метода естественного электрического поля при поисках рудопроявлений глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС)

V. M. Kaulio, A.A. Shagin

(Polar marine geosurvey expedition PMGE, St. Petersburg)

Efficiency of a method of natural electric field by searches ore deposit deep-water polymetallic sulphides (DPS)

Электроразведочные работы методами естественного электрического поля (ЕП) при поисках глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) проводятся в рейсах НИС «Профессор Логачев» начиная с 1993 года. Работы выполняются с использованием аппаратно-методического комплекса «РИФТ», разработанного в ГНПП «Севморгео» и технические характеристики которого освещены в ряде публикаций (М.Л. Гиришберг и др., 2001, Е.Д. Лисицын и др. 2001).

Уже первый опыт применения метода ЕП показал его высокую эффективность при открытии гидротермального рудного поля «Логачев». В дальнейшем с использованием этого метода были изучены рудные поля «Ашадзе», «Краснов», а в 2007 и 2009 годах рудный узел «Семенов».

Преимущество метода ЕП по сравнению с другими поисковыми дистанционными методами (вертикальные гидрофизические и гидрохимические зондирования, телепрофилирование) состоит в том, что он позволяет фиксировать не только рудные объекты, связанные с активной гидротермальной деятельностью, но и объекты, где такая деятельность уже не проявляется. Возникновение объемного естественного электрического поля обусловлено процессами окисления сульфидных руд. Обязательным условием образования ЕП «рудной» природы служит наличие объектов с высокой электронной проводимостью, имеющей непрерывную электрическую связь верхней и нижней частей, а также меняющиеся по вертикали физико-химические свойства раствора (Eh, pH), контактирующей с проводником (А.С.Семенов, 1980). Такие условия возникают при взаимодействии сульфидных рудных тел с морской водой, просачивающейся в толщу донных пород, с образованием зон окисления верхних частей рудных тел и восстановительных условий – в нижних. Максимально возможная ЭДС сульфидной залежи в этих условиях чуть более 1 V. Наличие хорошо проводящей морской воды (удельное сопротивление порядка 0,3 Ом*м) приводит к резкому снижению потенциала естественного электрического поля во внешней среде. Реально наблюдаемые значения ЕП составляют десятые доли – первые единицы mV.

Опыт проведения работ показал, что такие же по интенсивности аномалии возникают за счет факторов не геологической природы. К таким факторам относятся процессы, влияющие на изменение собственной поляризации электродов и слабые токи, обусловленные электромагнитной индукцией, возникающей при движении аппарата в магнитном поле Земли. Влияние собственной поляризации электродов на измеряемое значение разности потенциалов ЕП выражается в наличии линейных трендов в измеренных значениях ЕП, а также корреляционной зависимости этих значений от глубины погружения аппарата (давления). Влияние электромагнитной индукции проявляется корреляционной связью измеренных значений ЕП с вертикальной скоростью перемещения аппарата. Влияние электромагнитной индукции проявляется корреляционной связью измеренных значений ЕП с вертикальной скоростью перемещения аппарата. Для исключения влияния этих факторов из измеренных значений поля ЕП, был применен аппарат многофакторного корреляционного анализа, использование которого позволяет исключать из исходных данных составляющую не геологической природы, резко снизить дисперсию поля и привести все измеренные значения к единому (нулевому) уровню.

В 32-ом рейсе НИС «Профессор Логачев» в пределах открытого ранее рудного узла «Семенов» была выполнена площадная съемка методом ЕП масштаба 1: 50 000. Выявлено большое количество аномалий, часть из которых совпадает с рудопроявлениями, выявленными ранее.

Аномалии ЕП по интенсивности подразделяются на две группы: интенсивностью 0,1-0,6 mV и интенсивностью более 1 mV. В пределах первой группы можно выделить подгруппу с интенсивностью поля более 0,3 mV. По морфологии поля аномалии подразделяются на следующие типы: локальные аномалии обоого знака с четко выраженными экстремумами (одним или двумя), интенсивные знакопеременные аномалии, слабоинтенсивные отрицательные аномалии, коррелирующие от профиля к профилю, и отдельные слабоинтенсивные аномалии, фиксируемые только по одному профилю. Поля первого типа зафиксированы над известными рудными полями – «Западным» и «Восточным». Остальные выявленные интенсивные аномалии также могут отвечать рудным объектам такого типа. Характерной особенностью этих аномалий является их приуроченность к локальным возвышенностям (холмы или гряды), что может являться дополнительным критерием выделения рудных построек (аналог - рудное поле «Ашадзе-2»). Интенсивные знакопеременные аномалии, выявленные к востоку от рудного поля «Восточное», область распространения которых занимает площадь в несколько квадратных километров, вероятнее всего также имеет рудную природу. Выявленный объект, представленный, по-видимому, несколькими сближенными рудными телами большого размера, не будет иметь аналогов в Мировом океане. Слабоинтенсивные аномалии, прослеживаемые от

профиля к профилю на северном и юго-восточном склонах подводной горы, обусловлены, по-видимому, рассеянной вкрапленностью рудных минералов и мелких рудных. Такого же типа аномалии, выявленные в южной части участка, по-видимому, имеют аналогичную природу. Приуроченность отдельных слабоинтенсивных аномалий, закартированных в пределах террасы к северу от горы, к каким либо геологическим объектам пока не ясна. Эти аномалии могут фиксировать периферийные части интенсивных аномалий небольшого размера, эпицентр которых расположен между профилями или являться помехами, не исключенными при обработке результатов съемки.

В результате предварительной геологической проверки четырех аномальных участков (телепрофилирование, геологическое опробование) на всех из них были зафиксированы рудные объекты и оконтурены рудные поля, что подтверждает высокую эффективность метода ЕП при поисках ГПС.

Work by a method of natural electric field by searches ГПС has shown their high efficiency. Within "Simeon's" ore field this method were proven the ore fields which existence is confirmed by geological approbation.

С.А. Ковачев, Р.А. Ананьев, А.А. Мелузов

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: kovachev@ocean.ru)

**Сейсмологический мониторинг Кравцовского
нефтегазового месторождения в Балтийском море**

S.A. Kovachev, R.A. Anan'ev, A.A. Meluzov

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS)

**The seismological monitoring of the Kravtsov oil and gas
deposit in the Baltic Sea**

Запад Калининградской области (Самбийский полуостров) и примыкающая к нему акватория Балтийского моря оказались уникальным в сейсмологическом отношении районом. Это связано с двумя обстоятельствами.

1. 21 сентября 2004 г. здесь совершенно неожиданно произошла серия землетрясений, очаги которых находились у западного побережья Калининградской области на акватории Гданьского залива в Балтийском море (наиболее достоверные данные приводятся в работе [1]).

2. На акватории Балтийского моря к северу от Самбийского полуострова происходит интенсивная разработка морского нефтегазового Кравцовского месторождения. Откачка углеводородного сырья из недр земли может

приводить к перераспределению пластового давления и, как следствие, возникновению сильного землетрясения техногенной природы.

Согласно карте Обзорного сейсмического районирования территории России ОСР-97 Калининградская область относится к относительно безопасному в сейсмическом отношении району, где, по ОСР-97, возможны сотрясения до 5 баллов для средних грунтов. Однако сочетание двух вышеприведенных факторов – возможная техногенная и проявившаяся природная сейсмичность района заставляет пересмотреть сложившиеся представления. Для получения новых оценок возможных сейсмических воздействий для районов Калининградской области необходимы новые данные о землетрясениях (слабых и микро-), здесь происходящих.

Наблюдения 2007 г. Института океанологии РАН [2] с использованием высокочувствительных автономных донных и наземных сейсмических станций показали, что сейсмический процесс на Западе Калининградской области продолжается и представлен слабыми сейсмическими толчками с магнитудами $M=3.4-3.5$.

Сейсмологические наблюдения 2008 г. являлись продолжением работ 2007 г. В этих исследованиях были задействованы 3 автономные сейсмические станции ИО РАН, причем две из них были установлены на суше и одна на дне моря (рис. 1).

Обработка записей донной (ДС-2) и автономных наземных (АСС-4 и АСС-5) сейсмических станций Института океанологии РАН, которые были получены в апреле-июне 2008 г. в Калининградской области, позволила обнаружить сигналы 7 местных сейсмических событий. Все эти землетрясения произошли в период с 9 по 28 мая и были зарегистрированы на фоне сейсмических помех с хорошим отношением сигнал/шум (рис. 2).

Поскольку наличие микроземлетрясений в районе нефтедобычи может свидетельствовать о начале разрушения твердой среды, связанного с перераспределением пластового давления из-за интенсивной откачки углеводородов, полученная информация нуждалась в проверке.

Для проверки полученных данных были просмотрены оперативные бюллетени и представленные на сайтах записи сейсмических станций Швеции (<http://snsn.geofys.uu.se/>) и норвежской системы NORSAR, имеющей антенную структуру и высокую чувствительность (<http://www.norsar.no/NDC/bulletins/>).

Из 7 землетрясений, зарегистрированных сейсмостанциями ИО РАН, все 7 сейсмических событий были отмечены системой NORSAR и 6 из них сейсмическими станциями Швеции (рис. 3).

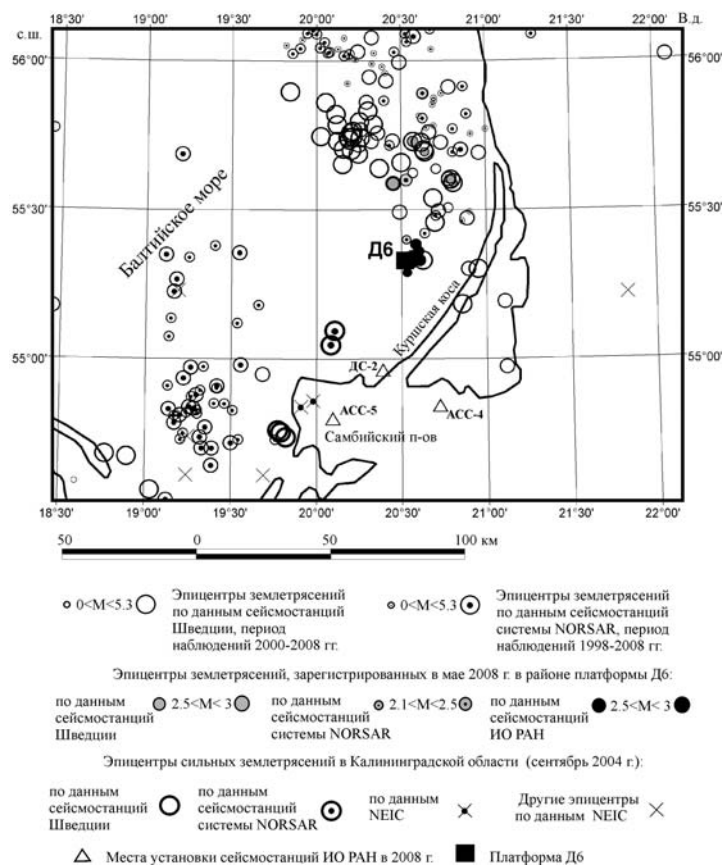


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений юго-восточной части Балтийского моря и обрамляющей суши, построенная по разным источникам.

Представленная на рис. 1 карта очагов землетрясений, построенная по данным нескольких источников, показывает, что акватория Балтийского моря, примыкающая к Куршской косе, является сейсмически активным районом, где происходят микро и слабые землетрясения с магнитудами до 3.5. Землетрясения этого района отмечаются сейсмической службой Швеции и сейсмической системой NORSAR.

Серия из 7 микросейсмических событий с магнитудами от 2.5 до 3 из района установки платформы Д6 была отмечена автономными сейсмическими станциями ИО РАН (см. рис. 3). Расстояния определенных эпицентров до платформы Д6 по данным ИО РАН составили от 2.5 до 7.5 км. Землетрясения произошли на глубинах от 1.3 до 8.5 км.

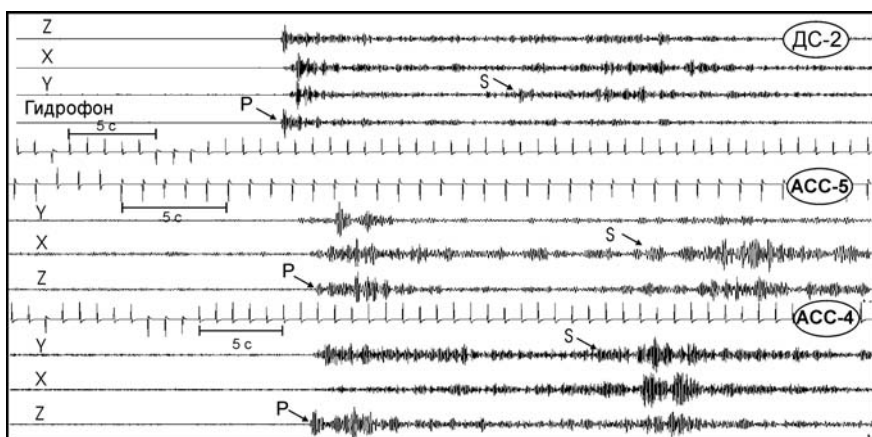


Рис. 2. Сейсмограммы землетрясения 09 мая 2008 г. (время в очаге - 15 час. 06 мин. 35.1 сек., магнитуда – 2.8, глубина очага – 4.51 км, координаты эпицентра: $\varphi = 55^{\circ}21,59'$, $\lambda = 20^{\circ}36,08'$). Z – запись вертикального сейсмометра, X и Y и записи горизонтальных сейсмоприемников, Гидрофон – запись приемника колебаний придонного давления.

В то же время сейсмическая система NORSAR показывает, что эпицентры этих землетрясений удалены от Дб на расстояния от 10 до 100 км и расположены не плотной группой, как в случае очагов, определенных по данным ИО РАН, а растянутой цепочкой меридионального простирания (см. рис. 3).

Определения координат очагов этих же землетрясений по данным сейсмических станций Швеции дают другую пространственную картину – эпицентры образуют треугольную область со сторонами порядка 20 км, расположенную на расстоянии около 40 км от платформы Дб (рис. 3).

По-видимому, наиболее достоверными определениями координат эпицентров этих землетрясения являются вычисления ИО РАН потому, что:

1. Сеть сейсмических станций ИО РАН расположена на расстоянии 40 км от изучаемого района, ближайшая шведская сеймостанция - на расстоянии порядка 300 км, а самая близкая сеймостанция NORSAR - на расстоянии 580 км;

2. Очаги землетрясений в районе Дб, произошедших в мае 2008 г., локализованы системой NORSAR автоматически, с помощью обрабатывающих программ без участия оператора, поэтому определение их координат может быть выполнено с большими погрешностями, что собственно отмечается на сайте системы NORSAR (<http://www.norsar.no/NDC/bulletins/>);

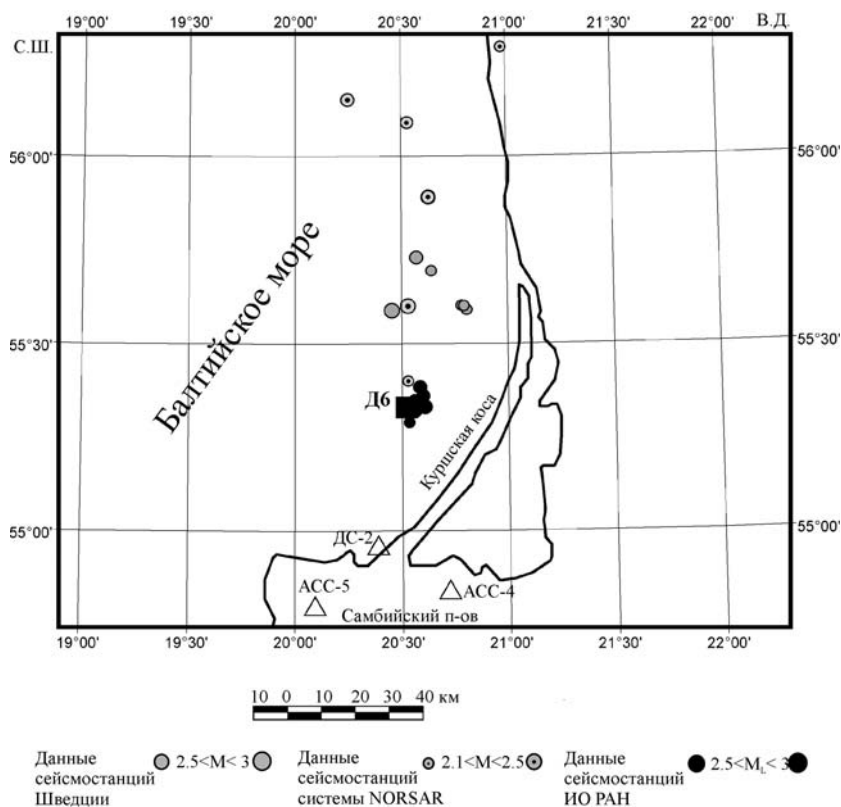


Рис. 3. Карта эпицентров майских землетрясений 2008 года района Балтийского моря, построенная по данным системы NOR SAR, сейсмической службы Швеции и наблюдениям ИО РАН.

3. переопределенные координаты балтийских землетрясений, приводятся в каталогах NOR SAR с систематической ошибкой: эпицентры сдвигаются к север-северо-востоку на расстояние порядка 25 км.; это видно из рис. 1, где показано положение эпицентров сильных землетрясений Калининградской области, произошедших в сентябре 2004 г. по данным шведских сейсмостанций, системы NOR SAR и Геологической службой США (NEIC).

Таким образом, наличие эпицентров землетрясений в районе нефтедобычи на платформе Д6 весьма вероятно и требует к себе повышенного внимания, поскольку они могут быть связаны с нефтедобычей. Поэтому, в районе Д6 необходимо установить постоянно действующую систему геодинамического мониторинга, состоящую из куста донных сейсмографов, передающих информацию по донным кабельным

линиям на платформу и далее на береговой центр обработки по спутниковым каналам связи для принятия прогнозных решений [3].

1. Уломов В.И., Акатова К.Н., Медведева Н.С. К оценке сейсмической опасности в Калининградской области // Физика Земли. 2008. № 9. С. 3-19.
2. Ковачев С.А. Результаты сейсмологических наблюдений на западе Калининградской области и на акватории Балтийского моря // Физика Земли. 2008. № 9. С. 20-31.
3. Лобковский Л.И., Зацепин А.Н., Ковачев С.А., Копелевич О.В., Островский А.Н., Розман Б.А., Флинт М.В. Использование морских буровых платформ в качестве технологических носителей в системе комплексного многоуровневого мониторинга морской среды // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2006. № 8. С. 27-32.

The seismological monitoring in the western part of the Kaliningrad area and water area of the Baltic Sea with using of OBS and land-based seismographs had allowed to record the signals of weak earthquakes ($M_L=2.5-3$) from the region of development of a Kravtsov oil and gas deposit. A nature of these weak earthquakes is probably induced (not tectonic), that could be explained by intensive mining of oil. In this area it is necessary to organize a constantly working system of the geodynamic monitoring.

С.А. Ковачев, И.П. Кузин, Л.И. Лобковский, Р.А. Ананьев

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, kovachev@ocean.ru)

Структура зоны Бенюфа по данным сейсмологических наблюдений, проводившимися в районе Центральных Курил перед катастрофическими землетрясениями в ноябре 2006 г. ($M=8.3$) и январе 2007 г. ($M=8.1$)

S.A. Kovachev, I.P. Kuzin, L.I. Lobkovsky, R.A. Anan'ev

(P.P. Shirshov Institute of oceanology, RAS, Moscow)

The structure of Beniof zone according seismological observations in the Central Kuril region before catastrophic earthquakes in November 2006 and January 2007

Курильская островная дуга (КОД) является юго-западным сегментом Курило-Камчатской дуги. Ее структура асимметрична относительно центрального звена (Центрально-Курильская область) между глубоководными проливами Буссоль и Крузерштерна, которая включает один достаточно большой остров Симушир и ряд мелких о-вов – Кетой, Расшуа, Матуа и др.

Особенностью тектоники Курило-Камчатской дуги является ее раздробленность крупными поперечными тектоническими нарушениями на ряд блоков. Предполагается, что проливы между островами приурочены к этим нарушениям, в частности, глубоководные проливы Буссоль и Крузерштерна, обозначают, по мнению некоторых исследователей, глубинные разломы [1]).

С.А. Федотовым в 1965 г. [2] была разработана концепция зон сейсмического затишья. Согласно этой концепции область Центральных Курил была выделена в качестве сейсмической брешы и введена в схему сейсмического прогноза для Курило-Камчатского региона в течение 1965-2002 гг. Значение M_{max} землетрясения, ожидаемого в пределах брешы, оценивалось величиной 8.2, а возможность его возникновения оценивалась по пятилетним интервалам.

Для проведения детальных сейсмологических наблюдений в центральной части Курильской дуги в районе хребта Витязя на траверзе пролива Буссоль было установлено шесть буйковых станций Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (рис. 1).

Пять станций располагались на выровненном участке хребта Витязя (глубины 820-1120 м) западнее грабена Буссоль и одна - в локальной впадине на глубине 1900 м. Наибольшее расстояние между крайними станциями составляло 60 км, минимальное – 18 км. Форма расстановки ДС имела вид равнобедренного треугольника с вершиной, обращенной к о. Уруп.

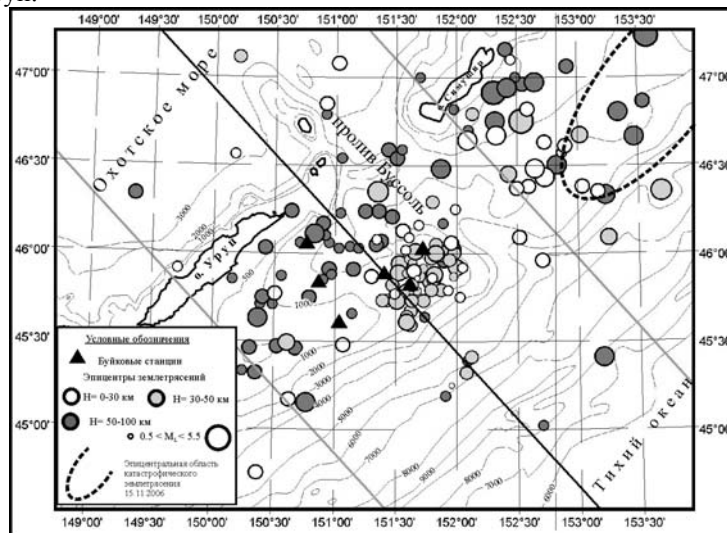


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений с глубинами от 50 до 100 км в районе КОД по данным донных сейсмологических наблюдений в августе-сентябре 2006 г.

Главной задачей сейсмологического эксперимента, проводившегося в центральной части КОД, было исследование сейсмического процесса в районе, представленного землетрясениями малых энергий (слабыми и микроземлетрясениями с $M_L < 4$). Основное внимание было обращено на изучение пространственного распределения очагов слабых землетрясений, и сейсмического режима слабых и микроземлетрясений.

Следует отметить, что использование буйковых станций во фронтальной части КОД осложняются экстремальными гидрометеорологическими условиями района (сильные вихревые течения, штормы и тайфуны, проходившие через район в августе-сентябре).

За время синхронной работы донных сейсмографов (16 суток) было зарегистрировано свыше тысячи местных и удаленных сейсмических событий на эпицентральных расстояниях от 0 до 2000 км в диапазоне магнитуд $M_L = 1-5$.

Принимая во внимание ограниченные размеры расстановки донных станций, из числа более тысячи зарегистрированных землетрясений с $M_L = 0-5.0$ ($M_{LN} = 0.5-5.5$) были локализованы гипоцентры 233 сейсмических событий в радиусе 150 км вокруг центра сети с ошибками определения координат эпицентров не более ± 4 км, а глубин очагов – ± 5 км. Всего же в пределах района с координатами $\varphi = 44.5-47.8^\circ$ С.Ш., $\lambda = 149-154^\circ$ В.Д. локализовано 352 землетрясения с глубинами очагов от 0 до 352 км.

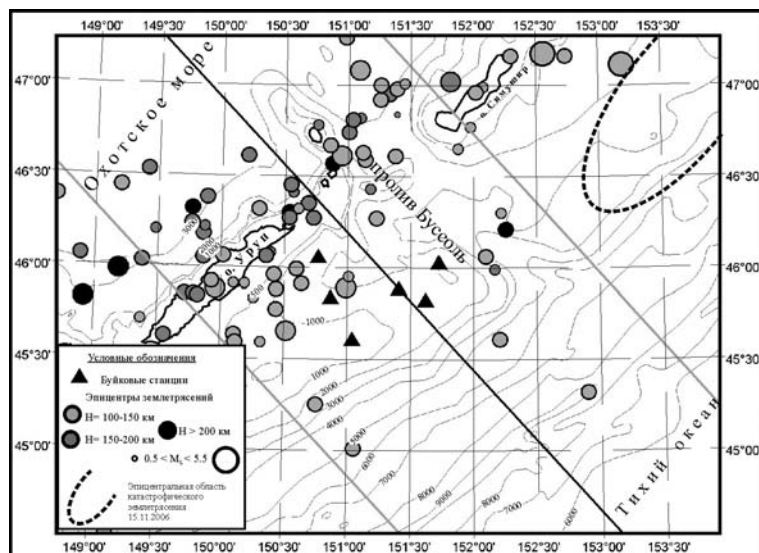


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений с глубинами свыше 100 км в районе КОД по данным донных сейсмологических наблюдений в августе-сентябре 2006 г.

На рис. 1-2 приведены карты эпицентров с шагом по глубине 50 км. На рисунках показана также часть эпицентральной зоны катастрофического землетрясения 15.11.2006 г. ($M=8.3$), входящая в пределы изучаемого района. Поскольку слабые толчки возникли за 2.0-2.5 месяца до этого землетрясения, очаг которого располагался в нижней части островного склона глубоководного желоба к юго-востоку от о. Симушир, они являются его форшоками. Это обстоятельство и послужило основанием для детализации рассмотрения сейсмичности, ибо случаи детальных наблюдений накануне крупных сейсмических событий очень редки. Что касается январского землетрясения 2007 г. с $M=8.1$, то в его эпицентральной зоне попадают только некоторые землетрясения под океаническим бортом желоба с недостаточно уверенно определенными координатами.

В распределении эпицентров землетрясений в пределах района исследований можно отметить несколько особенностей. Прежде всего, это асимметрия поля эпицентров, особенно заметная для сейсмических событий с глубинами очагов более 50 км (рис. 1-2). Практически асейсмичный пролив Буссоль делит эпицентральной область на две части – менее активную северо-восточную (геоблок о. Симушир) и более активную юго-западную (геоблок о. Уруп). Асейсмичность пролива Буссоль (а также пролива Крузерштерна) отмечалась и ранее по данным наблюдений региональных станций [3]. При этом высказывалось соображение о том, что возможной причиной такого явления может быть преобладание криповых подвижек по разломам, к которым приурочены проливы.

К другим особенностям распределения эпицентров землетрясений на глубинах 0-100 км можно отнести наличие линейной зоны, ориентированной вкрест простирания структур и протягивающейся от оси глубоководного желоба к о. Симушир вдоль северо-восточного фланга пролива Буссоль. Допуская существование глубинного разлома под проливом и учитывая возможное воздымание его северо-восточного крыла, отмеченное по поверхности «базальта» на продольном профиле КМПВ [4], следует предполагать возникновение деформации этого крыла.

На рис. 3 приведен вертикальные разрезы через сейсмоактивную зону с проекцией очагов на плоскость из полосы ± 100 км по обе ее стороны, перпендикулярную простиранию структур дуги и проходящую через центральную станцию. Здесь выделяется компактная зона очагов (зона Беньофа) на глубинах 15-210 км, осевая плоскость которой проецируется на верхнюю часть островного склона Курильского глубоководного желоба на расстоянии 35 км от центральной станции и 105 км от о-вов Уруп и Симушир. Наклон этой плоскости к горизонту составляет 50° . Это больше на 5° , чем по данным региональных станций [3].

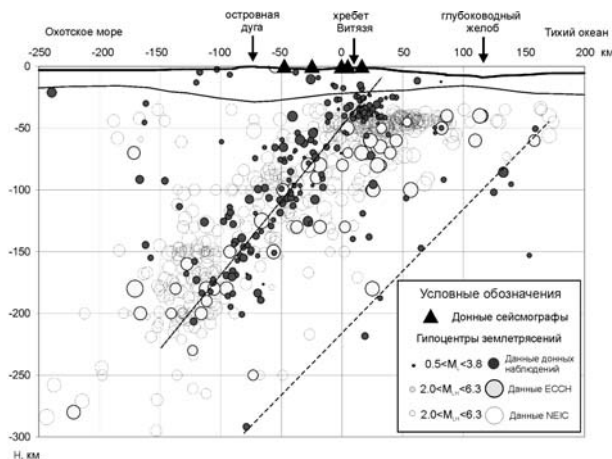


Рис. 3. Вертикальный разрез через сейсмоактивную зону с проекцией очагов на плоскость из полосы ± 100 км по обе ее стороны, перпендикулярную простиранию структур дуги и проходящую через центральную станцию (см. рис. 1-2), данные донных сейсмологических наблюдений в августе-сентябре 2006 г., NEIC за период 1973-2006 гг., ECSN за период 1991-2006 гг.

На рис. 3 совмещены проекции очагов землетрясений по определениям донных станций и сетей NEIC и ECSN в диапазоне глубин 30-300 км. Распределение гипоцентров по данным этих служб характеризуется большим разбросом, особенно на глубинах 30, 100 и 200-300 км, а угол наклона осевой плоскости Бенъофа близок к 40° .

Новым результатом сейсмологического эксперимента с донными станциями в 2006 г. является обнаружение раздвоения зоны Бенъофа в Центрально-Курильской области. Внешняя подзона выявляется на глубинах 0-300 км, начинаясь под океаническим бортом Курильского желоба и имея наклон, промежуточный между значениями по данным донных станций и региональной (ECSN), а также глобальной (NEIC) сейсмологических сетей ($\sim 45^\circ$). Некоторые гипоцентры NEIC, в частности, на глубинах около 90 км и глубже 170 км приближаются к гипоцентрам, определенным по записям донных сейсмографов (рис. 3). Следовательно, существование этой внешней подзоны не является результатом ошибок наблюдений.

1. Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука. 1980. 179 с.
2. Федотов С.А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды ИФЗ АН СССР. 1965. № 203 (36). С. 66-93.

3. Тараканов Р.З., Ким Ч.У. Мозаика скоростей Р-волн в верхней мантии Курило-Японского региона // Вулканология и сейсмология. 1979, № 1. С. 82-96.
4. Аносов Г.И., Аргентов В.В., Петров А.В. и др. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 10-18.

The six OBS was placed on the island slope of the Kurile deep-sea trench southeast of Urup Island and southwest of the Bussol Strait. Over 230 earthquakes with $M_{LH} = 0.5-5.5$ were registered in the area with a radius of 150 km around the center of the observation system at depths up to 300 km during 16 days. The discovery of the unique morphological structure of the Benioff zone beneath the central Kurile Arc represents the most important result of detailed seismological observations. The zone consists of an inner seismoactive subzone, which is located beneath the island slope of the arc at depths of 15–210 km and outer low-activity subzone. The latter is traceable beyond the trench almost parallel to the inner zone beginning from a depth of 50 km below the sea bottom up to a depth of approximately 300 km.

**Т.А. Красикова¹, Л.Р. Мерклин¹, А.В. Хортов²,
Д.Ф. Исмагилов³**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Москва, e-mail: karasikova@rambler.ru, lmerklin@rambler.ru, ²Союзморгео, Геленджик, e-mail: akhortov@mail.ru, ⁴PGS-Хазар, Геленджик, e-mail: ismagilov@mial.ru)

**Оценка факторов риска по данным ВРС при
нефтегазопроисковом бурении на акватории Северного
Каспия (на примере поднятий Ялама-Самур и
Центральное)**

T.A. Krasikova¹, L.R. Merklin¹, A.V. Hortov², D.F. Ismagilov³

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Gelendgik, Moscow,
²Souzmorgeo, Gelendgik, ³PGS-Хазар, Gelendgik)

**Risk estimation on HRS data of oil and gas exploration drilling
at North part of Caspian Sea (by example of Yalama-Samur
and Centralnoe rising)**

Разведочные возможности морской высокоразрешающей сейсморазведки МОГТ (ВРС) определили ее в качестве одного из основных в комплексе геофизических методов при геолого-инженерных изысканиях на площадках проектируемого глубокого бурения на нефть и газ.

Основной задачей ВРС при съемках на площадках проектного бурения является изучение детального строения месторождений на этапе проектирования и разработки, и, соответственно, оценка факторов риска при нефтегазопроисковом бурении. При интерпретации данных ВРС выделяют сейсмические аномалии, которые отражают геологические объекты, представляющие опасность при проведении буровых работ. При этом особое внимание уделяется первым 400-600 м. Преимущественно здесь на материалах ВРС фиксируются записи, которые на материалах среднечастотной сейсморазведки МОГТ не проявляются, либо проявляются в сглаженном и невыразительном виде. В настоящей работе используются данные ВРС, полученные на акватории Северного Каспия в 2004-2005 гг., в результате исследований на подготавливаемых под нефтепоисковое бурение площадках в районе поднятий Ялама-Самур и Центральное. Работы были выполнены ЗАО «Гео-Хазар» совместно с Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

На данный момент стали известны результаты бурения на данных площадях, что делает анализ факторов рисков более глубоким и информативным.

Обработка профилей ВРС были выполнены по фланговой системе наблюдений на площади размером 400x500 м, где в центре располагалось проектируемое положение скважины, интервал отстрела 12.5м, интервал приема и база группы 6.25м, длительность записи 2.5 сек., дискретность 1мс. Примененная методика проведения работ ВРС МОГТ и аппаратные средства позволили получить достаточно информативные материалы.

В процессе интерпретации материалов ВРС на площадках проектируемого бурения выделение сейсмических аномалий и решение вопросов их природы основано на анализе динамических и кинематических особенностей записей. При этом выделяются аномалии, природа которых может устанавливаться достаточно уверенно и предположительно. Кроме этого, на записях ВРС часто фиксируются аномалии, природу которых трудно объяснить и соответственно оценить степень опасности, которую представляют для буровых работ геологические объекты, обуславливающие такие аномалии. Основное внимание было уделено выявлению аномалий сейсмической записи, которые могут быть связаны с содержанием газа в осадках.

На поднятии Ялама-Самур были выделены следующие типы сейсмических аномалий.

1. В самой верхней доступной при примененной методике части разреза на временных разрезах МОГТ и ОНП в интервале между толщами четвертичных отложений (горизонтами ОГ-1 и ОГ-5) выделяется аномальная зона, проявляющаяся в появлении на фоне слабоамплитудных косослоистых осей синфазности высокоамплитудных отражений, облекающих нижележащий интервал с бугристым, иногда хаотическим,

характером сейсмической записи. Для локализации этих аккумулятивных тел (оползневые блоки) были использованы карты средней энергии сейсмического сигнала. Оползневые блоки расположены в северной части площадки на значительном удалении от проектной точки бурения.

2. Следующий тип сейсмических аномалий связан с интервалом разреза в апшеронских отложениях (под горизонтом ОГ-5). Амплитуда ОГ-5, являющегося поверхностью выравнивания эрозионного рельефа, имеет высокие значения в юго-восточной части площадки и, по-видимому, отражает изменение литофациальных особенностей отложений в верхах нижезалегающей части апшеронских отложений. В западной части площадки отмечаются локальные зоны повышенных значений энергии сейсмических колебаний в виде полосы субмеридионального простирания, что предположительно связано с литологией срезаемых отложений, возможно представленных здесь песчанистыми разностями.

3. На карте средней энергии сейсмического сигнала в интервале 20 мс ниже горизонта ОГ-6 (отложения вблизи подошвы апшеронских толщ), отражается субмеридиональная полоса повышенных значений средней энергии, что вызвано, скорее всего, увеличением песчаности. Проектная точка бурения находится в центре этих значений, однако возможные газонасыщенные объекты по особенностям сейсмической записи не выделяются, но в тыльной части конуса выноса можно выделить множество малоамплитудных разрывных нарушений на небольшом по площади участке, возникших вследствие уплотнения и постседиментационного смещения слоев по палеосклону. Прогнозировалась некоторая разуплотненность рассматриваемой толщи, что учитывалось при бурении.

4. В средней части сейсмического комплекса между отражающими горизонтами ОГ-9 и ОГ-7 (нижняя часть акчагыльских отложений) можно выделить участок, где форма сейсмической записи является, возможно, проявлением контуритов, связанных с переносом и отложением осадков вдольбереговыми и вдольсклоновыми течениями. Так же, вполне возможно, что они отражают оползневые процессы.

Дополнительно на данной площади были зафиксированы такие особенности сейсмической записи, как: аккумулятивно тело с конусом выноса (в верхней части акчагыльского комплекса (между отражающими горизонтами ОГ-6 и ОГ-7)); приподнятые блоки в пределах горизонта F (кровля палеоцен-эоценовых отложений), где наибольший из блоков расположен в центральной части площадки, имеет сложную форму в плане, повышенные значения амплитуд и ограничен разрывными нарушениями. Также в центральной части с запада на восток обрисовывается структурный выступ по горизонту R (поверхность предсреднеплиоценового размыва), в пределах которого располагается проектная точка бурения

В итоге была построена сводная карта сейсмических аномалий, все аномалии интерпретируются обусловленными литофациальными

особенностями геологического разреза (преимущественно увеличением роли песчаного материала). Проектная точка бурения находится за пределами развития верхнеапшеронских оползней и других участков с аномальными значениями средней энергии сейсмического сигнала. Исключение составляет участок аномальных значений параметра средней энергии a в интервале 20 мс ниже ОГ-6 (3 пункт).

На поднятии Центральное выделяются такие типы сейсмических аномалий:

1. В северо-восточной части площадки на временных разрезах МОГТ в интервале акчагыльских отложений, между горизонтами ОГ-5 и kt выделяется аномальная зона, проявляющаяся в сейсмической записи в виде участка 1×3 км, на котором наблюдаются отдельные воронки проседания диаметром около 200 м и глубиной проседания до 10 м. Эта аномалия проявляется в виде зоны достаточно резкого прогибания осей синфазности внутри комплекса. При этом кровля и подошва комплекса имеют более спокойные формы. Также в этой аномальной зоне отмечается повышенные значения в интервальных скоростях, что, может быть, связано с литологическими замещениями в зоне предполагаемого развития суффозионно-карстовых явлений. Одно из возможных объяснений таких аномалий может служить предположение о проявлении на этом участке суффозионной западинной формы рельефа, связанной с выщелачиванием содержащихся в тонких известковистых глинах акчагыла растворимых частиц. Это приводит к разрыхлению пород и их проседанию. В результате образуются просадочные воронки и замкнутые протяженные западины.

2. Следующий тип сейсмических аномалий связан с интервалом разреза между отражающими горизонтами R и kt в восточной и центральной частях площадки. Морфологические особенности горизонта R позволяют отождествить его с поверхностью палеовреза максимальная амплитуда которого достигает 250 м.

3. На восточном крае площадки, выше горизонта R (поверхность предсреднеплиоценового размыва), в интервале записи 1050-1750 мс, выделяется узкая «трубообразная» зона, в пределах которой наблюдается потеря корреляции и расфазировка осей синфазности не только горизонта R , но и вышележащих. Особенности волнового поля в пределах аномальной зоны свидетельствуют о наличии здесь «флюидных прорывов. Вероятно, выделяемый аномальный участок представляет собой зону пониженной плотности из-за возможной дегазации отложений балаханской свиты.

Отмеченные аномальные зоны отражены на сводной карте сейсмических аномалий и представляют собой участки повышенной опасности при бурении разведочной скважины.

Не нашли свое отражение на сводной карте проявления сейсмической записи, которые невозможно отобразить. Это резкое изменение амплитуды колебаний на локальных участках в апшеронских отложениях, что может

быть вызвано толщей в основном глинистых пород, в процессе дегидратации которых происходили флюидные прорывы. Зафиксированы части крупных конусов выноса по картам изохрон внутри апшеронских отложений и в нижней части апшеронских отложений. Таким образом, наблюдается смена обстановки осадконакопления, и изменение литолого-фациального состава.

Основным результатом работ ВРС-МОГТ является сводная карта сейсмических аномалий, которая составлена на основе карт степени коррелируемости отражений сейсмического сигнала, и на основе изучения возможных «флюидных прорывов» в восточной краевой части площадки. Таким образом, в проектной точке бурения и в ее окрестностях не зафиксированы сейсмические аномалии, указывающие на возможные опасности для процесса бурения. Проектная точка бурения расположена в приосевой части палеовреза. Среди сейсмических аномалий, которые могут быть связаны с объектами, представляющими опасность при бурении скважин можно выделить: просядочные формы рельефа; эрозионный врез в отложения палеоцена- верхнего мела, а в крайней восточной части площадки - нижнего мела; «трубообразные» объекты в крайней восточной части площадки, связанные с возможными потоками флюидов.

Итак, анализ кинематических и динамических особенностей сейсмических записей в районе поднятий Ялама-самур и Центральное показал, что в проектной точке бурения и в ее окрестностях не зафиксированы сейсмические аномалии, указывающие на возможные опасности для процесса бурения. Однако если мы будем рассматривать перспективы нефтегазодности района в рамках данного метода, то можно выделить район поднятия Центрального как наиболее перспективный для поисков углеводородов, это связано с наличием зоны флюидных прорывов и положением эрозионного вреза, как объекта для генерации углеводородов. На поднятии Ялама-Самур нет четко выраженных признаков, где можно прогнозировать газосодержащие объекты, поднятие находится в сложнопостроенной зоне присклонового осадконакопления, в повышенной сейсмоопасной зоне, зоне оползневых блоков, где возможно сползание толщ и миграция углеводородов в другие более благоприятные районы для накопления углеводородов. Все это подтвердилось в процессе бурения. На поднятии Ялама-Самур пробурены 2 скважины, не перспективные без признаков наличия углеводородов (рис. 1), а на поднятии Центральное в данный момент открыто крупное нефтегазовое месторождение (Газпром/ЛУКОЙЛ/Казмунайгаз).

The main task of HRS for oil-and-gas exploration drilling is risk estimations of well position. These risks can be associated with faults, unstable declination zones, zones «fluid intrushes», etc. Some of these factors can also say about oil-and-gas content perspectives for a region. This had been shown by example of two areas at North Caspian Sea – Yalama-Samur and Centralnoe rising.

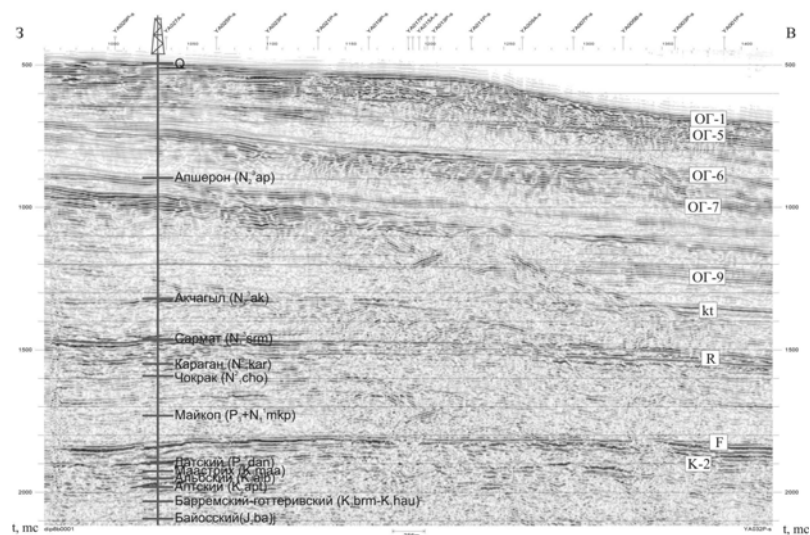


Рис. 1. Фрагмент временного разреза ВРС-МОГТ по профилю Уа032Р с нанесенными разбивками по скважине и основными выделенными горизонтами

**О.В. Левченко, И.М.Сборщиков, А.Н. Иваненко,
Ю.Г. Маринова**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: isborsh@yandex.ru;
olevs@rambler.ru aliv54@ocean.ru; marinova.ocean@gmail.com)

Строение Восточно-Индийского хребта по новым данным

O.V. Levchenko, I.M. Sborshchikov, A.I. Ivanenko,

J.G. Marinova

(Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Structure of Ninetyeast Ridge according to new data

В связи с проблемой строения, истории развития и происхождения Восточно-Индийского хребта (ВИХР, в зарубежной литературе – хребет Девяностого градуса) летом 2007 года был проведен специальный рейс американского НИС «Roger Revelle» (при участии О.В.Левченко) [1]. По всему маршруту рейса вдоль основной части ВИХР протяженностью 3 500 км между 5.5°с.ш. и 21°ю.ш. были выполнены геофизическая съемка, включавшая батиметрию с многолучевым эхолотом, 3.5 кГц сейсмоакустическое профилирование, магнитометрию, гравиметрию, и драгирование (рис. 1). Детальные исследования на 7 полигонах включали еще и многоканальное сеймопрофилирование. Результаты первичного анализа полученных материалов представлены в настоящем сообщении.

Два полигона характеризуют самый север хребта (от 6° с. ш до 6° ю. ш.). На них выделяется несколько возвышенностей, по-видимому, вулканического происхождения. Они отличаются по мощности перекрывающих их осадков (от 500 до нескольких метров). В структуре характерны мощные системы (сбросовых, возможно со сдвиговыми составляющими) нарушений. Они ориентированы по двум основным направлениям: СЗ (320°-330°) и СВ (40°-45°). В месте их пересечения образуется сложный комплекс дислокаций, в целом связанных с растяжением. Несомненно и достаточно серьезные молодые вертикальные подвижки, с чем, очевидно, связаны оползневые образования на склонах вулканических гор. В целом, для этой части хребта характерна система эшелонированных структур северо-восточной ориентировки, что может трактоваться, как проявление сдвиговых подвижек. На полигоне 2 закартировано изолированное изометричное тело диаметром 5 км и высотой около 1 км проблематичного генезиса (вулкан? тело ультрабазитов? или что-то еще?).

Срединная часть хребта была изучена на полигонах 3, 4, 5 и 6 (от 6° до 20° ю. ш.). В пределах этих площадей также выявлена серия вулканических построек, в основном перекрытых достаточно мощными осадочными комплексами. И лишь на отдельных небольших участках сейсмопрофилированием установлены свежие выходы (вулканического) основания. Структурно эти полигоны принципиально отличаются от северных. Здесь общее субмеридиональное простираание структур нарушается широтными сбросами, иногда формирующие достаточно мощные поперечные депрессии в рельефе (рис. 2). Косые, северо-восточные, нарушения немногочисленны. Глубокие депрессии, обрамляющие осевые вулканические поднятия с запада и востока, представляют собой простые грабены, иногда с террасированными склонами.

Самый южный полигон (25° ю.ш.) отличается как общим строением, так и выявленными здесь необычными локальными объектами. В центре и здесь располагается мощная вулканическая возвышенность. С юго-востока она обрамлена глубокой депрессией северо-восточного простираания с чрезвычайно крутым, в виде единого эскарпа северо-западным и ступенчатым юго-восточным склоном. Эта депрессия утыкается в другую меридиональную ложбину большой протяженности. Подводная возвышенность рассечена серией разрывов (сбросов) образующих систему грабенов с мощными вертикальными смещениями. Они простираются параллельно глубокой вытянутой на северо-восток депрессии. В тоже время в региональном плане эта часть хребта характеризуется наличием мощных северо-западных морфологических элементов. Особое место в структуре данного полигона занимают отдельные пикообразные формы рельефа (вулканы?) весьма свежего облика (рис. 3), концентрирующиеся в области сочленения возвышенности с северо-восточной депрессией.

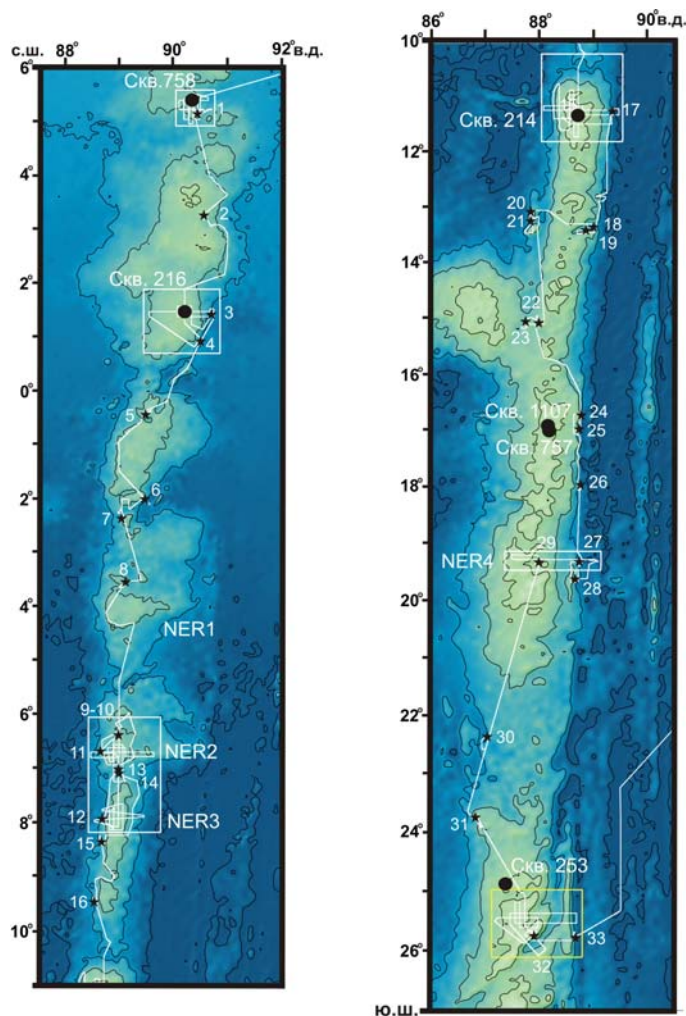


Рис. 1. Схема маршрута рейса #KNOX06RR НИС «Роджер Ревелл» (2007 г.) на Восточно-Индийском хребте. Прямоугольники- полигоны детальной геофизической съемки, звездочки- точки драгирования.

Предварительный палеомагнитный анализ по результатам моделирования магнитного аномального поля, выполненный для северного полигона (рис. 4), позволяет говорить об образовании этой подводной горы вблизи экватора в эпоху обратной магнитной полярности, т.е. около ее современного местоположения и не позднее 0.7 млн. лет тому назад. Это свидетельствует о

достаточной молодости вулканитов, слагающих постройку горы, и их формировании на месте современного широтного положения. Полученные новые геофизические данные свидетельствуют о весьма сложном тектоническом строении ВИХР. Их предварительный анализ обнаруживает противоречия и выдвигает вопросы к двум основным гипотезам его происхождения: Восточно-Индийского хребта - это след горячей точки или трансформный разлом. На основании структурного анализа пока можно лишь утверждать, во-первых, что эта глобальная структура явно связана в основном с процессом растяжения (сопровождавшегося косыми сколами-сдвигами), активным на всем ее протяжении в течение долгой истории (вплоть до настоящего времени). Этим определяется интенсивная вулканическая деятельность вдоль этой зоны. Во-вторых, очевидны существенные различия в структурном рисунке хребта на севере (северо-восточная кулисная система), на центральном отрезке (меридиональные элементы) и на юге (сложное наложение нескольких систем дислокаций), притом, что это, несомненно, единое образование.

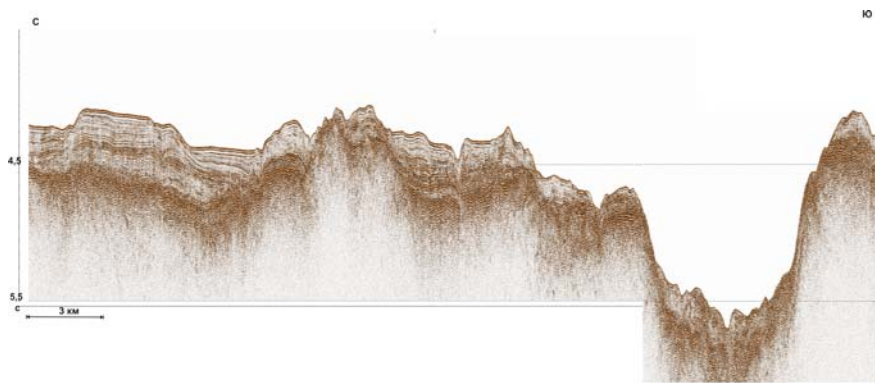


Рис. 2. Сейсмический профиль в средней части ВИХР через глубокую грабенообразную депрессию, район NER2-NER3 (полигоны 3 и 4).

1. Левченко О.В. Рейс #KNOX066RR научно-исследовательского судна «Роджер Ревелл» 2007 г., геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте// Океанология, 2009. Т.49. № 6.

Volcanic and aseismic Ninetyeast Ridge (NER) is one of the longest linear and most enigmatic features in the World Ocean stretching from 31°S at its intersection with the Broken Ridge to 10°N, where it disappears beneath sediments of the Bengal Fan. New multichannel seismic profiling and multibeam bathymetry data collected during cruise #KNOX066RR of RV Roger Revelle in 2007 are analyzed to examine extensive faulting over the ridge and its relationship with past and current tectonic events shaped NER.

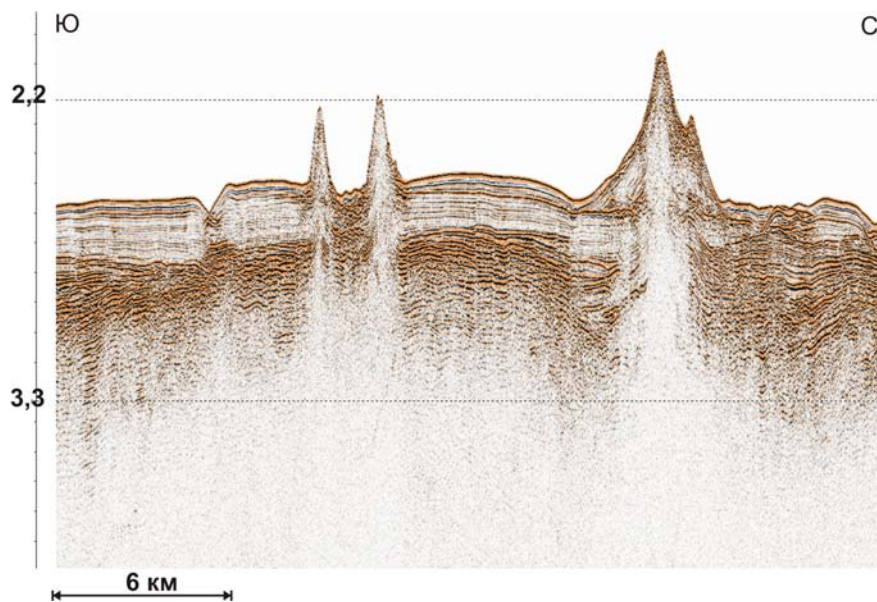


Рис. 3. Фрагмент сейсмического профиля в южной части ВИХР с конусообразными подводными горами (молодые вулканы?), район скв. 253.

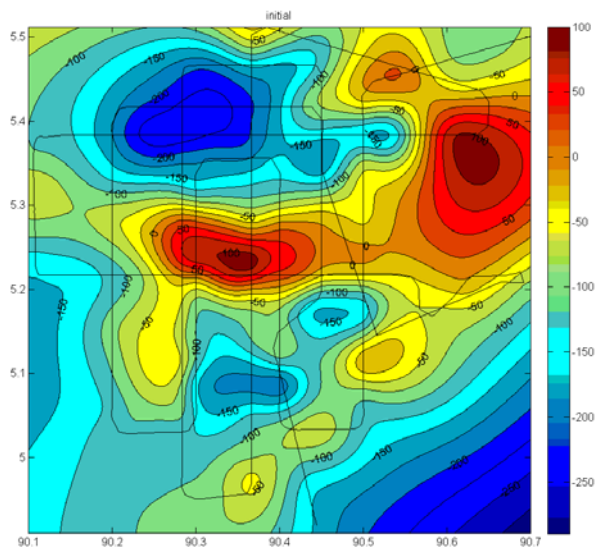


Рис. 4. Карта аномального магнитного поля в северной части ВИХР с молодыми вулканами (?), район скв. 758.

Е.П. Леликов

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, E-mail: lelikov@poi.dvo.ru)

Проблемы геологии дна Охотского моря

E.P. Lelikov

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FAB RAS)

Geology problems of the Okhotsk Sea bottom

Охотское море занимает особое положение среди окраинных морей Тихого океана. Оно распространяется вглубь Азиатского континента и характеризуется наличием обширного глубокого шельфа, который составляет значительную часть его площади. Изучением геологии Охотского моря занимались многие исследователи на протяжении нескольких десятилетий. Однако единого мнения, о его происхождении и истории геологического развития до настоящего времени не существует. Высказываются самые полярные точки зрения на формирование его структур – от их заложения на древнем докембрийском основании [1, 2] до полного отрицания возможности продолжения структур Евразийского континента в пределы моря, дно которого представляет океаническое вулканическое плато, имеющее гомогенное строение [3]. Основными причинами различных точек зрения на проблему строения фундамента моря являются отсутствие в его пределах глубоководного бурения.

Основным материалом для понимания его геологии служат данные драгирования морского дна, которое проводилось на научно-исследовательских судах институтами Академии наук: СахКНИИ, ИМГиГ, ТОИ, ИВ ДВО РАН, ИОАН. Оно выполнялось со склонов крутых обнаженных участков морского дна, в пределах которых наличие выходов коренных пород подтверждалось сейсмоакустическими данными (МОВ ОГГТ, НСП).

Блоки фундамента выступают из-под осадочного чехла в центральной части моря и прослеживаются прерывистой полосой от острова Святого Ионы на севере до подножья островного склона Курильских островов на юге. Его породы выходят на поверхность в виде скальных обнажений на банках Кашеварова и Святого Ионы, возвышенностях Института Океанологии и Академии наук, на склонах Охотского свода и Курильских островов, занимающих небольшую площадь моря. Основная площадь их распространения перекрыта мощным чехлом осадочных отложений.

В магнитном и гравитационном полях фундамент Охотского моря имеет гетерогенное строение, характерное для структур с континентальной корой. Интерпретация магнитного поля с учетом магнитных свойств пород различного состава указывает на широкое распространение на подводных возвышенностях, наряду с породами основного состава, пород кислого состава. Эти геофизические данные и однообразие типов пород, развитых на всех возвышенностях, могут свидетельствовать в пользу местного происхожде-

ния каменного материала, характеризующего структуры фундамента дна моря.

При изучении геологического строения морского дна геологи лишены возможности наблюдать характер залегания геологических тел, оценивать площадь их распространения и устанавливать взаимоотношения с вмещающими породами. Поэтому для выяснения возрастной последовательности геологических образований большое значение приобретают радиоизотопные определения возраста их петрографические и петрохимические особенности, которые позволяют провести сравнение морских комплексов с толщами и массивами окружающей суши. В геологическом строении Охотского моря участвуют разнообразные по происхождению и возрасту терригенные, вулканогенные, метаморфические и интрузивные породы.

Основной проблемой в геологии Охотского моря остается проблема возраста метаморфических пород фундамента, которые установлены на ряде возвышенностей.

Банка Кашеварова. Здесь при драгировании подняты амфиболиты, гнейсы и сланцы. Амфиболиты сложены амфиболом (60%), плагиоклазом (35%), кварцем (5%). Среди гнейсов выделяются гранат-амфибол-биотитовые разновидности, сложенные биотитом (40%), роговой обманкой (10-12%), плагиоклазом Ap_{36-38} (до 40%), кварцем (5%), калиевым полевым шпатом (5%) и гранатом (2-3%); гранат-биотитовые, состоящие из биотита (до 45%), плагиоклаза Ap_{32-35} , кварца (10%), граната (2-3%), а также гранат-биотит-кварц-мусковитовые плагиогнейсы, в составе которых находятся мусковит (до 25%) и гранат (до 5%). Сланцы имеют кварц-биотит-мусковитовый, кварц-мусковитовый и кварц-альбит-хлоритовый состав. Гнейсы и сланцы сформировались в умеренно глубинных условиях при температуре 524-560°C и давлении 6,0-7,5 кбар. По своему составу и условиям метаморфизма они аналогичны сланцам и плагиогнейсам малкинской серии Срединного хребта Камчатки [4]. Минеральный состав плагиогнейсов банки Кашеварова сходен с минеральными парагенезисами гранат-сланцевых (\pm ставролитов) кристаллосланцев и плагиогнейсов малкинской серии Срединного хребта Камчатки. Гранат этих пород также характеризуется фуэлярообразной формой кристаллов. Особенно примечательно почти полное совпадение состава минералов пород банки Кашеварова и кристаллосланцев малкинской серии. P-T условия метаморфизма последних, составляют $T=524^\circ C$, $P_s = 7,2$ кбар. В других образцах апотерригенных пород малкинской серии устанавливаются величины давления $P_s=5,0-7,5$ при $T=550^\circ C$, что определяет условия эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Метаморфические породы банки Кашеварова резко отличаются от нижнеархейских образований Охотского и Тайгоносского массивов, претерпевших сложную эволюцию метаморфизма, выразившуюся в наложении на «сухие» гранулитовые ассоциации амфиболитового метаморфизма и гранитизации [5]. Более молодые - верхнеархейские породы станового комплекса отлича-

ются от охотоморских повышенной марганцевистостью и железистостью гранатов гранатсодержащих парагенезисов.

На возвышенности Института океанологии метаморфический комплекс представлен биотит-роговообманковыми гнейсами сложенными плагиоклазом An_{32-35} (до 45%), кварцем (20%), биотитом (20%) и роговой обманкой (5-8%); а также кварц-мусковитовые микросланцы, состоящие из плагиоклаза (25%), кварца (35%), мусковита (25%) и граната.

На Охотском своде и возвышенности Академии наук к этому комплексу отнесены биотит-хлоритовые, мусковит-хлоритовые филлитовидные сланцы, метаэффузивы состава и плагиоклаз-амфибол-хлорит-эпидотовые сланцы.

Последние были сформированы в условиях зонального метаморфизма в два этапа. Первый этап преобразования пород связан с высокой температурой 580-700°C и давлением 4,0-5,5 кбар, второй – с контактовым метаморфизмом при воздействии на породы позднемеловых гранитоидов (450-500°C; 1,8-2,0 кбар).

Все метаморфические породы относятся к калий - натровой формации. Исходными породами для них служили, в основном, вулканиты. Они характеризуются низкими концентрациями TiO_2 (0,25-0,80%), кобальта (7-20 г/т), никеля (20-87 г/т), хрома (53-130 г/т); повышенными Ва (348-1056 г/т). По содержанию этих элементов, а также по соотношению Ti-K, Ва-Sr (1,0-5,0) и Rb-Sr, они близки современным островодужным вулканитам [6].

На подводных возвышенностях наблюдаются метаморфические породы различных фаций метаморфизма: умеренноглубинные образования эпидот - амфиболовой фации, зеленосланцевой и мусковит - роговиковой фаций, а также зеленокаменно - измененные эффузивы. При этом, породы различных ступеней метаморфизма иногда установлены на одних и тех же станциях драгирования, что может свидетельствовать о незначительных площадях их распространения, характерных для зональных комплексов регионально-контактного типа [6], и не свойственным докембрийским образованиям регионального метаморфизма.

В составе фундамента Охотского моря не обнаружены глубоко переработанные докембрийские сиалические породы. На шельф северной части Охотского моря, возможно, продолжают докембрийские структуры Охотского и Омолонского массивов, однако границей их распространения, вероятно, служил Северо-Охотской прогиб, прослеживающийся по геофизическим данным от Пенженской губы до Шантарских островов и представляющий собой палеожёлоб выполненный мощными (до 10 км) осадками.

Однако, возраст метаморфических пород в пределах фанерозоя также остается дискуссионным. Ранее автор на основании старых K-Ar определенных зеленокаменно измененных эффузивов банки Кашеварова (313,4 и 218,1 млн. лет) [7] относил их к позднепалеозойскому-раннемезозойскому комплексу. В последние годы для биотит-мусковитового сланца банки Ка-

шеварова был получен раннемеловой возраст (122 млн. лет, лаборатория ИГЕМ РАН, К-Аг метод).

Кроме того, для наиболее глубокометаморфизованных пород банки Кашеварова отмечалось большое сходство минеральных ассоциаций, состава минералов и термодинамических условий метаморфизма с породами малкинской серии Срединного хребта Камчатки. В последние годы, для метаморфических пород колпаковской серии Камчатки, аналогом которой является малкинская серия, появились радиоизотопные данные, свидетельствующие о позднемеловом (77 млн. лет) «возрасте регионального метаморфизма и мигматизации протолита колпаковской серии» [8] и даже раннеэоценовом (52 ± 2 млн. лет) времени ее метаморфизма [9].

Эти данные заставляют по-новому отнестись к возрасту метаморфических пород Охотского моря. И позволяют сделать предположение о меловом времени метаморфизма его протолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект 09-05-98602) и ДВО РАН (проект 09-III-A-07-320).

1. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 164 с.
2. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 1992. 480 с.
3. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 2. С. 101-114.
4. Авченко О.В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 95 с.
5. Авченко О.В., Леликов Е.П., Тарарин И.А., Сапин В.И. Метаморфические породы банки Кашеварова (Охотское море) // Докл. АН СССР, 1987. Т. 294, № 1. С. 190-192.
6. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1992. 168 с.
7. Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Калинин А.И. Результаты работ Охотоморской экспедиции на НИС «Пегас» (рейс 28). Препринт. Южно-Сахалинск: Изд-во ДВО РАН, 1989. 20 с.
8. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002. V. 110. P. 271-289.
9. Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64-90.

Problem of the age of the metamorphic rocks of the Okhotsk Sea basement is considered in this thesis. These rocks are developed on the Okhotsk Sea submarine rises. Mineral and chemical composition of these metamorphic rocks

and conditions of their formation are showed in this thesis. New definitions of radioisotope age (122 Ma) of these rocks and similarity of the deep metamorphic rocks of the Kashevarov Bank with the rocks of the Malkinskaya series of the Kamchatka MiddleRidge allowed make the supposition about Cretaceous stage of metamorphism of the Okhotsk Sea protolith and about an absence of the until Cambrian rocks in the morphostructures of the of the Okhotsk Sea basement.

Е.П. Леликов, В.Т. Съедин

(Тихоокеанский институт океанологии ДВО РАН им. В.И. ИльичеваРАН, e-mail: lelikov@poi.dvo.ru)

Геология и геохимия магматических пород хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море)

E.P. Lelikov, V.T.S'edin

(V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Geology and geochemistry of the magmatic rocks of the Kuysyu-Palau Ridge (Philippine Sea)

Филиппинское море занимает особое место в системе окраинных морей Западной части Тихого океана. Вопрос его происхождения не решен однозначно. Одной из ключевых структур для понимания природы и истории развития впадины моря является хребет Кюсю-Палау (КП). Он протягивается почти на 2700 км к югу от о-ва Кюсю до архипелага Палау и разделяет море на две практически равные симметричные части – западную (Западно-Филиппинская котловина) и восточную (котловины Паресе-Вела и Сикоку). Мощность земной коры котловин не превышает 4-6 км, увеличиваясь до 12-15 км под хребтами и поднятиями [1].

Большинство геологов вслед за Д. Каригом считает хребет КП остаточной островной дугой. Существуют и другие представления о природе КП [2].

В конце 20-го века сотрудниками ДВО РАН выполнен ряд экспедиций, в которых проведены детальные полигонные работы в различных районах южной части хребта КП от 8° до 17° с.ш. [3, 4, 5]. В этих экспедициях поднято большое количество вулканических и метаморфических пород, исследование которых позволило определить их различную геохимическую специализацию и наметить несколько этапов геологического развития хребта КП [2, 4, 5, 6]. Новые данные по геохимии метаморфических и вулканических пород хребта позволяют несколько по-новому взглянуть на особенность строения и эволюцию хребта КП.

Метаморфические породы установлены в южной оконечности хребта КП (район 9° с.ш.). Они представлены зелеными сланцами, которые пересечены

жилами разгнейсованных плагиогранитов, диоритов и габброидов [7]. Все породы комплекса отличаются низкими содержаниями K_2O -0,06-0,35%, Rb в среднем 0,56, Zr-1,15, Ba-14 г/т. Сланцы отличаются высоким Ni/Co отношением $> 1,5$, свойственным океаническим базальтоидам. Породы характеризуются низкими концентрациями редкоземельных элементов (REE) и не фракционированным спектром их распределения, что иллюстрируется низкими значениями (La/Sm -0,75-1,33; La/Yb – 0,74-2,12) отношений. Слабое фракционирование REE наблюдается только в гранитаидах, для которых La/Sm и La/Yb отношения варьируют в пределах 1,14-1,30 и 1,40-2,12 единиц соответственно и отмечается слабо выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* - 0,76-0,96). Породы этого метаморфического комплекса представляют собой зональные образования, сформировавшиеся при переменном давлении от 4,0 до 8,0 кбар [7] по первично вулканогенным породам близким по составу океаническим толеитам. Процессы метаморфизма протекали в узких зонах сжатия, образовавшихся вследствие горизонтального перемещения блоков океанической коры, что приводило к ее скучиванию и увеличению мощности, т. е. появлению аккреционной зоны. Тектонические движения и метаморфические преобразования пород, начавшиеся в мезозойское время (150, 90 млн. лет) [3], можно рассматривать в качестве начального этапа зарождения островной дуги Кюсю-Палау на океаническом основании.

Несколько севернее места обнаружения метаморфических пород в зоне сочленения с Центральным разломом ($12^\circ - 17^\circ$ с. ш.) расположен другой участок детальных исследований хребта КП. Здесь изучено более 20 вулканических построек, расположенных на общем цоколе. На 17 из них поднят каменный материал [4-6]. По особенностям рельефа, пространственному соотношению и геологическому строению вулканические постройки разделяются на три типа: 1 - щитовые вулканы; 2 стратовулканы 1-го типа (конусообразные вулканы); 3 – стратовулканы 2-го типа (куполообразные вулканы), каждый из которых отражает определенные геодинамические условия развития хребта [2].

Щитовые вулканы представляют собой платообразные поднятия. Они расположены севернее сочленения КП с Центральным разломом ($14^\circ N$) в западной части хребта со стороны Западно-Филиппинской котловины. Изучено 5 вулканов этого типа. Это наиболее крупные и самые древние сооружения этой части хребта, платообразные поверхности которых находятся на глубинах 3000-3500 м. С их склонов подняты осадочные и вулканические породы. Последние, поднятые на 2-х вулканах, представлены серией пород от базальтов до Na трахитов (48-64% SiO_2). Обломки базальтов несут признаки близповерхностном подводном режиме излияний. По составу минералов вкрапленников выделяются плагиоклазовые и клинопироксен-плагиоклазовые базальты. Основная масса в них состоит из плагиоклаза, клинопироксена, стекла и рудного минерала. Базальты характеризуются

высоким уровнем железа (до 16,5%), повышенным TiO_2 (1,2-1,7%) и переменным – глинозема (14,40-21,38%) при умеренной калиевоности (K_2O - 0,45-1,6%). По геохимическому составу породы этих вулканических построек различаются между собой. Базальты южного вулкана при аналогичном содержании Rb (12-33 г/т) характеризуются более высоким содержанием Sr (355-423 г/т), Ba (176-398 г/т) и Zr (48-119) по сравнению с северным, где эти значения составляют: 182-231, 43-90 и 26-68 г/т соответственно. В целом данные по этим элементам подтверждают более высокую щелочность пород южного вулкана. Кроме того, при слабом фракционировании редкоземельных элементов пород обеих построек в базальтах южного вулкана наблюдается некоторое накопление легких элементов (LREE) и отношение La/Sm – 2,9-4,1 и La/Yb – 4,3-5,0 единиц, несколько выше, чем в базальтах северного (La/Sm – 1,0-1,3 и La/Yb – 0,8-1,3). Эти базальты по минеральному и химическому составу наиболее близки к толеитам океанических островов и поднятий или толеитам гавайского типа, отличаясь от них более низким содержанием титана (TiO_2 - 0,84-1,7%). Щитовые вулканы это наиболее древние сооружения этой части хребта КП, сформированные в зонах растяжения земной коры. На одном из них подняты осадочные породы, возраст которых по радиоляриям соответствует маастрихту-раннему палеоцену (62,5-60,0 млн. лет) [2, 6]. Для вулканических пород, поднятых с двух других вулканов, получены определения изотопного возраста базальты – 8,4-12,0 и трахит - 30 ± 3 млн. лет млн. [2]. Эти данные указывают на наличие 2-х периодов вулканизма – позднеолигоцен-раннемиоценового и позднемииоценового. Вероятно, основная стадия формирования щитовых вулканов завершилась в позднем мелу, а их последующая активизация проявилась в позднем олигоцене и позднем миоцене.

Конусообразные вулканы (стратовулканы 1-го типа) формируют основное тело хребта КП в интервале от 12° до $16^\circ 20'N$. Севернее $14^\circ N$ они расположены восточнее щитовых вулканов со стороны котловины Паресе-Вела. Их вершины севернее $14^\circ N$ располагаются на глубинах около 2000 м, а южнее $14^\circ N$ – на значительно меньших глубинах (до 500 м) [2, 4]. Вулканические породы подняты на 7 (из 11) стратовулканах этого типа, в том числе и на постройке вблизи скв. DSDP 448. Они формируют ряд пород от базальтов до риодацитов (48 – 72,5% SiO_2) и относятся к образованиям островодужного типа [4, 6, 8]. По геохимическим особенностям вулканы стратовулканов этого типа подразделяются на две группы. К первой относятся образования самой северной постройки, а ко второй – породы всех южных вулканов. Базальты 1-ой группы характеризуются высокими концентрациями Rb (11-26 г/т) и низкими – Sr (96-129 г/т), Ba (22-47 г/т) и Zr (13-18 г/т). Базальты 2-ой группы (южные вулканы) при аналогичном уровне Rb (13-24 г/т) имеют существенно более высокие концентрации Sr (229-372 г/т), Ba (207-327 г/т) и Zr (24-48 г/т). Базальты 1-ой группы резко отличаются от пород 2-ой группы преобладанием тяжелых редкоземельных эле-

ментов (HREE), отношение La/Sm и La/Yb в них составляет 0,38-0,39 единиц и отмечается слабо выраженная положительная европиевая аномалия (Eu/Eu^* - 1,03-1,04). При этом, в базальтах 2-ой группы наблюдается очень слабое фракционирование редкоземельных элементов с накоплением легких (La/Sm - 2,16-2,69 и La/Yb - 3,0-4,08) и слабая отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu^* - 0,89-0,91). В целом геохимические особенности базальтов стратовулканов этого типа подтверждают их разделение на образования толеитовой (вулкан возле скв. 448) и известково-щелочной серии (все более южные постройки) островных дуг. Время образования вулканитов этого типа на хребте КП определяется как позднеэоцен-раннеолигоценное на основании данных по скв. DSDP 448. Такой возраст фиксируется по стратиграфическому разрезу и по двум радиоизотопным определениям возраста базальтов (31,5 и 34,0 млн. лет). Вероятно, стратовулканы этого типа формировались в позднеэоцен-раннеолигоценное время в геодинамическом режиме преобладающего сжатия. Этот процесс, вероятно, синхронный с заложением субмеридиональных разломов привел к формированию морфоструктуры хребта и появлению цепочки островов из наиболее высоких вулканических построек. Вулканизм на большей части вулканов протекал в субаэральных условиях, позднее они погрузились на современную глубину.

Куполообразные вулканы (стратовулканы 2-го типа) образуют отдельные возвышенности и короткие хребты. Они приурочены к структурам близширотного (СВ 50-70°) направления, которые трассируют разломные зоны, пересекающие хребет КП практически в крест его простираения. Постройки этих вулканов достоверно установлены в районе 14° и 16° 30' с. ш. [2, 4]. Изучено 5 построек этого типа, на 4-х - поднят каменный материал. Наиболее представительный материал поднят на самой северной постройке (около 16° 40' с.ш.). Вулканические породы здесь формируют ряд от базальтов до К-Na трахитов (48-62% SiO₂) и относятся к образованиям щелочного типа [1,8]. Базальты представлены афировыми и плагиофировыми разновидностями. Основная масса состоит из переменных соотношений стекла, плагиоклаза, титанистого авгита и рудного минерала. Базальты характеризуются высоким уровнем титана (TiO₂ - 1,46-2,17%) и суммарного железа (11,15-14,06%), пониженным глинозема (Al₂O₃ - обычно менее 16,50%) и повышенной щелочностью (Na₂O+K₂O - 3,90-5,64%). Они имеют высокие концентрации Rb (13-19 г/т), Sr (378-404 г/т), Ba (109-222 г/т) и Zr (128-194 г/т). В них наблюдается очень слабое фракционирование редкоземельных элементов с накоплением легких (La/Sm - 1,8-3,14 и La/Yb - 2,5-3,5) и слабая отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu^* - 0,79-0,9). Химические особенности пород этой постройки указывают на то, что они относятся к образованиям щелочного типа. Образования этих вулканов отнесено к позднеолигоцен - раннемиоценовому времени на основании изотопных определений возраста: 30.0 ±3 млн. лет (базальт) и 25.6±1.2 млн. лет (трахит) [2]. Высокая (до 40%) пористость базальтов и признаки подводных излия-

ний в породах свидетельствуют о близповерхностном подводном характере извержений. Формирование построек этих вулканов происходило в условиях растяжения и отражает, вероятно, начало тафрогенной деструкции хребта КП, по времени совпадающий с первыми эпизодами рифтогенеза в котловине Паресе-Вела.

Приведенные данные по геологическому строению и геохимии магматических пород хребта Кюсю-Палау свидетельствуют о его сложном гетерогенном строении. Его нельзя считать остаточной островной дугой, которая одноактно сформировалась в позднеэоцен-раннеолигоценное время как это следует из модели Д. Карига. Он заложился на океанической коре в поздне-мезозойское время и претерпел несколько различных по значимости и характеру приложения сил (растяжение и сжатие) этапов в своем развитии. Главным фактором формирования хребта Кюсю-Палау был разновозрастный вулканизм (от мелового до позднемиоценового возраста и состава от океанических толеитов до известково-щелочных базальтоидов), который привел к наращиванию земной коры под хребтом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект 09-05-98602) и ДВО РАН (проект № 09-III-A-07-320).

1. Louden K.E. The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine sea as compared of the Pacific//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 275-288.
2. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палау (Филиппинское море)//(Материалы Всероссийской научной конференции). Магадан, 2005. С.132-135.
3. Евланов Ю.Б., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфический комплекс южной части подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море)// Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток. 1978. С. 26- 36.
4. Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Съедин В.Т. и др. Новые данные по геологии Филиппинского моря. Владивосток. Препринт. 1990.
5. Леликов Е.П., Съедин В.Т., Бадрединов З.Т. и др. Результаты геологических исследований в рейсе НИС "Профессор Богоров" (33, 1990 г.) // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 162-166.
6. Melnichenko Y.I., Popova I., Sedin V.T., Tochilina S.V. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Phillipine Sea. // ZEITSCHRIFT FUR GEOMORPHOLOGIE, Berlin-Stuttgart. 1999, v. 118, p. 183-192.
7. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток. 1992. 168 с.
8. Sheheka S.A., Vysotskiy S.V., S'edin V.T., Tararin I.A. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea floor//Geology and Geophysics of the Phillipine Sea, Terrapub, Tokyo 1995, p. 251-278.

The thesis contains a characterization of the Kyushu-Palau Ridge volcanic rocks of different age. These volcanics form the volcanoes of three types: 1 –

shield volcanoes, 2 – stratovolcanoes of first type (the cone-shape volcanoes), 3 – stratovolcanoes of second type (the dome-shape volcanoes). The Kyushu-Palau Ridge was formed on the oceanic crust in the Late Mesozoic and it was formed in different geodynamic conditions

Ю.Г. Маринова

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; e-mail: marinova.ocean@gmail.com)

Сейсмостратиграфия осадочного чехла северной части Восточно-Индийского хребта

Julia G. Marinova

(Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Seismic stratigraphy of the sedimentary cover in the Northern Ninetyeast Ridge

Восточно-Индийский хребет (или хребет Девяностого градуса) протягивается более, чем на 5 тыс. км вдоль 90° в.д. и занимает ключевое положение в структуре северо-восточной части Индийского океана. Ясные представления о его природе и эволюции важны для решения проблем региональной тектоники, но и в целом для понимания истории развития всего Индийского океана. Поэтому Восточно-Индийский хребет (далее ВИХР) всегда был объектом пристального внимания морских геологов. Основные геолого-геофизические исследования здесь были выполнены в 70-80е годы прошлого столетия. Большой вклад в эти исследования внесли рейсы научно-исследовательских судов Института океанологии РАН, в которых выполнен большой объем непрерывного сейсмического профилирования (НСП): 58 рейс НИС «Витязь», 25 рейс НИС «Дмитрий Менделеев», 32 рейс «Академик Курчатов» и другие [1]. Тогда же в пределах ВИХР с БС «Гломар Челленджер» и «Джоидас Резолюшен» был пробурен ряд скважин, которые прошли весь осадочный слой и вскрыли базальтовый фундамент. Однако детальность и качество полученных более 20 лет назад геофизических данных уже не удовлетворяют современным требованиям.

Полномасштабные геолого-геофизические исследования на ВИХР были возобновлены летом 2007г. в рейсе #KNOX06RR НИС «Роджер Ревелл» (США), включая детальную батиметрическую съемку многолучевым эхолотом и многоканальное сейсмическое профилирование на 6 полигонах. Именно эти новые данные были использованы автором. В северной части хребта эти исследования были выполнены на двух полигонах в районе скважин 758 (ODP) и 216 (DSDP). Сейсмостратиграфический анализ новых профилей высокого разрешения на основе их корреляции с данными бур-

ния позволит более детально расшифровать структуру осадочного чехла ВИХР для уточнения основных этапов его эволюции.

На первом полигоне, расположенном на своде ВИХР в районе 5° с.ш., выполнено 8 сейсмических профилей (рис. 1). Они выявили здесь резко расчлененный рельеф фундамента и сложную структуру покрывающего осадочного чехла. Его мощность в депрессиях акустического фундамента достигает 1 км, а в отдельных местах на восточном склоне хребта осадки полностью выклиниваются. Внутри осадочного разреза выделяется две основные границы, разделяющие его на 3 слоя (рис. 2). Верхний слой (подошва граница 1) залегает на глубине 0,1-0,2 км ниже дна, в целом наследуя особенности его рельефа. Средний слой (подошва граница 2) мощностью 0,1-0,3 км также близок по своей конфигурации к рельефу дна. В отличие от них мощность нижнего слоя (подошва граница Ф), который лежит непосредственно на фундаменте и сглаживает его неровности, существенно меняется в диапазоне 0,2-0,6 км. Местами в третьем слое выделяется граница 2а, отчетливо выраженная только в крупных депрессиях. Граница фундамента, ниже которой отраженные волны не прослеживаются, хорошо видна на всех профилях. Результаты сейсмостратиграфического анализа пересекающих скв. 758 профилей 2 и 4 (рис. 2), которые ориентированы соответственно перпендикулярно и параллельно простиранию хребта, распространены на весь полигон для литолого-стратиграфической интерпретации выделенных границ и слоев. Граница Ф соответствует кровле вулканического фундамента, граница 2а – смене мелководных вулканогенно-осадочных отложений пелагическими карбонатными илами и приурочена к перерыву в осадконакоплении, имевшему место в первой половине раннего палеоцена, граница 2 соответствует значительному перерыву в конце палеоцена-раннем эоцене и связана с присутствием в разрезе прослоев кремней, а граница 1 связана с изменением литологического состава и степени литификации карбонатных отложений нижнего миоцена.

Второй полигон расположен на своде и восточном склоне хребта в районе скважины 216 (DSDP), не достигшей базальтового фундамента (рис. 3). Здесь осадочная толща также имеет трехчленное строение. Границы 1, 2 и 2а прослеживаются почти повсеместно, выклиниваясь лишь на вершинах крупных поднятий фундамента (рис. 4). Мощность первого слоя 0,1-0,2 км, мощность второго 0,1-0,3 км, третьего практически от 0 до 0,2 км. Профили 1 и 5 пересекают скв.216 соответственно поперек и вдоль простирания хребта. На отдельных пологих участках хребта граница 1 едва различима. В некоторых депрессиях фундамента между границами 2а и Ф прослеживаются достаточно протяженные отражающие горизонты, возможно связанные с кровлей доларенитов [1].

Исследования на двух полигонах показали большое сходство их осадочного покрова. По результатам корреляции данных НСП и разрезов скважин 758 и 216 можно сделать вывод, что осадочный покров северной части

ВИХР сложный и многослойный. Совокупность выделяемых слоев может быть разделена на 2 комплекса – верхний стратифицированный, с горизонтальным залеганием отложений, более или менее постоянной (около 0,5 км) мощностью, и нижний, акустически менее прозрачный, с переменной мощностью от 0 до 0,5 км. Граница раздела между ними отвечает эоценовому перерыву в осадконакоплении. По мнению В.Е. Милановского природа этого перерыва связана с предсреднеэоценовым глобальным понижением уровня океана, величина которого оценивается в 0,3-0,4 км, и связанным с ним размывом досреднеэоценовых осадков [1]. Возраст осадков в котловинах занимает интервал от верхнего мела до настоящего времени.

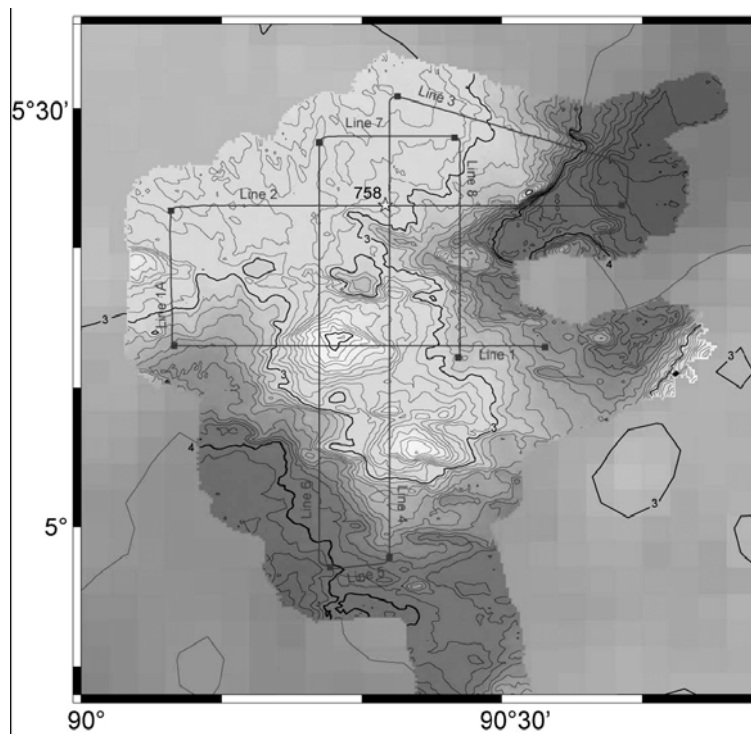


Рис. 1. Батиметрическая карта полигона 1 в районе скв. 758 с галсами сеймопрофилирования.

1. Милановский В.Е. Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта. – Дисс. кандидата геол-мин наук. М., 1984.

The Ninety East Ridge, an enigmatic linear volcanic ridge is main tectonic feature in the north-eastern Indian Ocean. Geological and geophysical data were collected there mostly in 1970-1990. Author used absolutely new multibeam bathymetry and multichannel seismic reflection data collected in cruise #KNOX06RR of RV Roger Revelle near ODP 758 and DSDP 216 sites. Correlation with the drilling data show that the ancient sediments are rich in volcanoclastics with thin chest layers, whereas recent ones are pelagic in nature.

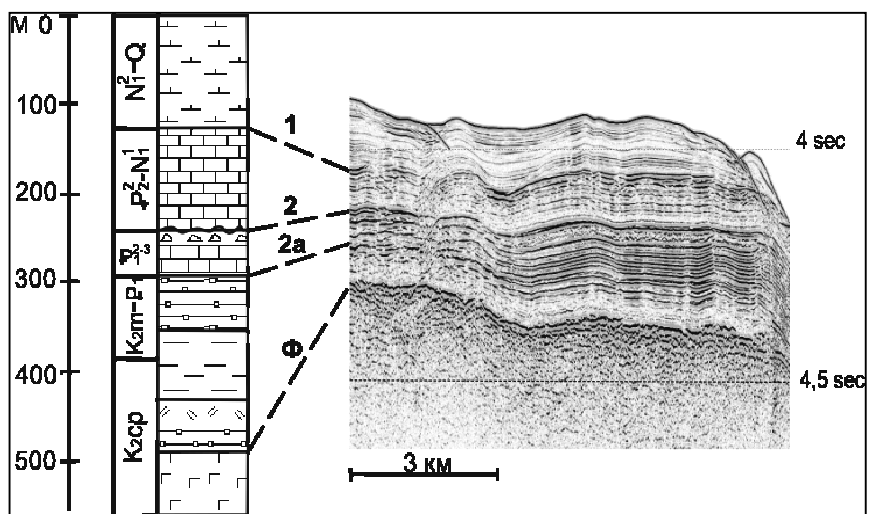


Рис. 2. Корреляция разреза скв. 758 с данными НСП

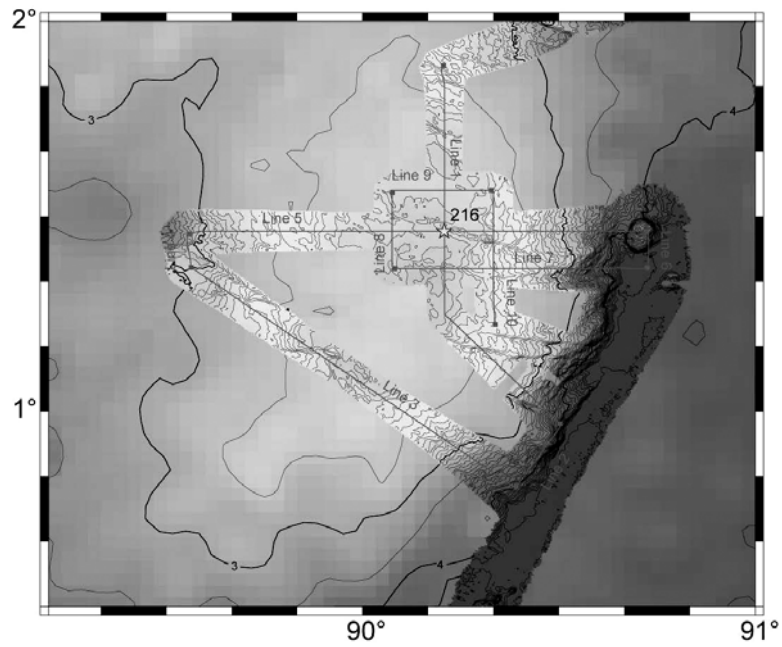


Рис. 3. Батиметрическая карта полигона 2 в районе скв. 216 с галсами сейсмопрофилирования.

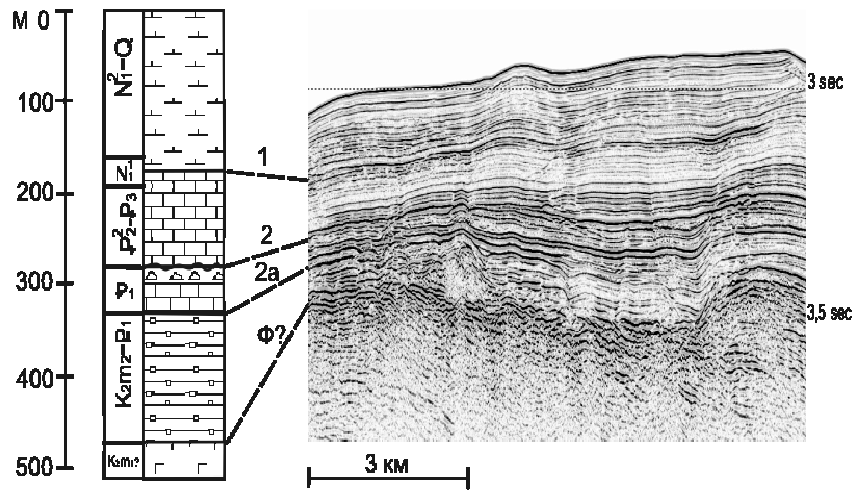


Рис. 4. Корреляция разреза скв. 216 с данными НСП

А.Я. Марков

(Sprach u. Naturwissenschaftliche Studio Dr. Markov. E mail dr.markov@yahoo.de)

Геоморфологическое строение и геодинамика Южно-Курильской островной дуги и прогноз нефтегазоносности

A.Ja. Markov

(Sprach u. Naturwissenschaftliche Studio Dr. Markov. E mail dr.markov@yahoo.de)

Geomorphological structure and geodynamics of the South Kurile island arc and forecast oil and gas deposits

Анализ результатов исследования в совокупности с литературными источниками (1-5, 8) позволяет, в целом, представить общую схему основных этапов геодинамической эволюции территории. Для экономичности и наглядности автор предлагает рассмотреть основные этапы в схематичном варианте (рис 1), ограничиваясь исключительно кратким сопроводительным комментарием. Более детальное подтверждение выводов автора можно получить при ознакомлении с публикациями автора.

1-этап. Мел-палеоген (рис.1.1-1.2.). Формируется древняя мел-палеогеновая вулканическая дуга расположена в СВ части хребта Витязя. Фрагменты ее частично выходят на поверхность в СВ части о. Шикотан, слагающая матакатанскую и малокурильскую свиты. Перед фронтом мел-палеогеновой зоны субдукции на поверхности Тихоокеанской плиты (ТП) расположены террейновые блоки Шикотанский, Диметровский и др. (7,8). Происходит постепенное отмирание мел-палеогеновой дуги, и ее миграция в сторону ТП. Террейновые блоки были сорваны с поверхности субдуцирующейся ТП и частично впаены в образовавшуюся аккреционную призму. Участки аккреционной призмы можно наблюдать на поверхности в форме аллохтонных массивов или пластин в пределах ЮВ части о. Шикотан, слагающий хаотический Зеленовский комплекс, напоминающий своеобразный тектонический мусор. Вполне вероятно, что главный структурный шов, разделяющий комплекс вулканических островных пород матакатанской и малокурильской свит зеленовского комплекса на о. Шикотан, является местом древней мел-палеогеновой зоны субдукции ТП. (7,8.)

2-этап. Олигоцен – Миоценовый. (рис.1.3). Наиболее важный и ключевой этап геодинамической перестройке территории. Приблизительно 15-20 м.л.н в результате раскрытия Южно-Охотской котловины и сжатия в СЗ-ЮВ направлении со одной стороны (14,18), и косо субдуцирующейся ТП (Obligeu Subduction), с другой стороны (13), происходит поглощение древней мел – палеогеновой островной дуги в зоне Хидако (19,20) в форме огромного массива-скола (Sliver) с левосторонним сдвигом вдоль Срединно-Курильского разлома под углом 80 град (9, 20). При этом анализ полей напряжения показывает существенное максимальное сжатие в СЗС - ВЮВ направлении, начиная с позднего миоцена, почти совпадая с направлением

погружения ТП (12,13,14). В результате этого приблизительно 10 млн. лет формируется система кулисных разломов-складок, происходит вспышка островного вулканизма и образование Срединно-Курильского прогиба.

3 этап. Плиоцен-Плейстоцен (рис.1.4). В результате скачкообразного изменения траектории движения ТП (более ортогонального на 8-9 град.) произошла крупная реорганизация Южных Курил, что привело к господству взбросово-сдвиговых тектонических процессов. При этом на территории БКГ вспыхнула новая фаза четвертичного вулканизма (лавовые плато, дайки), связанная с геодинамическим режимом сжатия поперечного к дуге (8,9), а затем структуры островов были взброшены вдоль системы кулисных разломов с общим перекосом к простиранию дуги в направлении о. Хоккайдо (1). Одновременно происходило ограничение территории островных блоков с небольшим горизонтальным сдвигом вдоль образовавшихся крупных поперечных разломов. В результате сформировался блоково-ступенчато-клавишный рельеф островной системы. Синхронные процессы происходили на территории МКГ, для которой характерно сначала общее воздымание и формирование крупной абразионной террасы с общим структурным перекосом к о. Хоккайдо (2,3), а затем ее тотальное разрушение вдоль системы поперечных разломов. В районе Срединно-Курильского прогиба произошло отмирание (защемление) крупного разлома, замедление или прекращение процесса субдукции МКГ в зоне Хидако, смещение оси и деформирование миоцен-плиоценовых толщ вдоль системы поперечных разломов. Аналогичные процессы прослеживаются и в районе оси желоба, где происходило смещение, как зоны сочленения Курильского и Японского желоба вдоль крупного сдвига, так и формирования ступенчатого контура оси Курильского желоба.

Современный геодинамический режим. Голоцен.

Детальные полевые геоморфологические наблюдения автора позволили прийти к следующим выводам:

1. На островах как малой так и БКГ отсутствуют геоморфологические признаки вертикальных тектонических движений начиная с плиоцен-плейстоценового периода. Вся система Южно-Курильских островов (ЮКО) носит регрессионный характер, без явных признаков погружения или поднятия, постепенно разрушаясь морскими волнами (1-4, 11). Прежние сведения о наличии морских террас на территории ЮКО являются ошибочными.

2. Территория островов подвержена господствующими активными горизонтальными тектоническими движениями вкрест простирания островов.

Горизонтальные древние и современные трещины на острове МКГ иногда достигают размеров примерно 350 м в длину и до 60 м в ширину.

3. Наблюдаются синхронные геотектонические процессы как на территории МКГ, так и БКГ, что свидетельствует о едином геодинамическом режиме, Геоморфологические исследования автора в целом подтверждают теоретические модели предложенные авторами (6) как для геодинамиче-

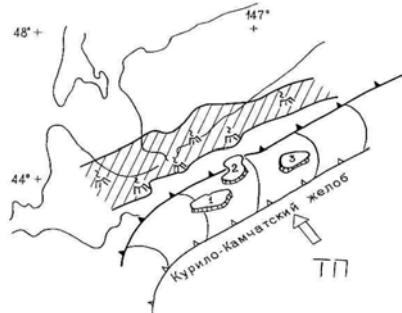
ского механизма формирования Южно Курильской островной дуги, так и для обоснования возможного механизма сейсмической брешы в качестве основной модели прогнозирования крупных землетрясений Курило-Камчатского региона (17), которые так же подтверждается практическими исследования японских ученых (15,10).

Нефтегазоносность территории. Приведенные выше результаты исследования показывают, что на территории Южно-Курильской островной дуги, начиная с мел-палеогенового периода, происходили смена геодинамические процессов, что, несомненно, повлияло на условия аккумуляции и миграции углеводородов.

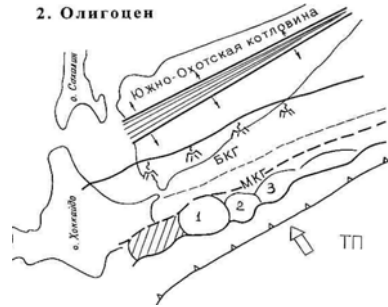
Опираясь на теоретическую концепцию формирования залежей углеводородов в тыловых зонах островных дуг (16, 5), перспективными зонами накопления углеводородов являются, по мнению автора, территории юго-восточного борта Южно-Охотской котловины, зона Срединно-Курильского прогиба, территория островов МКГ (рис. 2).

1. Марков А.Я. История формирования рельефа о. Кунашир (Большая Курильская гряда). М.: Деп. ВИНТИ. N 252. В. 92., 1992. с. 1-9.
2. Марков А.Я. Связь рельефа Малой Курильской гряды с процессом субдукции в Курило-Камчатском желобе // Геоморфология. 1992. N. 1, С. 16-21.
3. Марков А.Я. О возрасте позднекайнозойских отложений Малой Курильской гряды на основании палинологических данных. М.: Деп. ВИНТИ. N 253. В. 92.,1992. с. 1-17.
4. Марков А.Я. Геодинамика Южно Курильской островной дуги и перспективы нефтегазоносности. Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.:ГЕОС. 2005.Том 1. стр. 410-413.
5. Дмитриевский А.Н. и др. Геодинамическая модель вторичного спрединга и формирования залежей углеводородов в тылу островных дуг// Газовая промышленность. 2004 .N8. с. 24-48
6. Лобковский Л.И. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М. Научный мир. 2004. с. 503-535.
7. Отчет прибрежно-морской экспедиции на Курильских островах М.: Институт океанологии АН СССР. 1988. 87 с.
8. Родников А.Г. и др., Геотраверс региона Охотского моря.//Вестник Краунц. Серия науки о земле. N5. 2005. с.45-58.
9. Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976, 117 с.

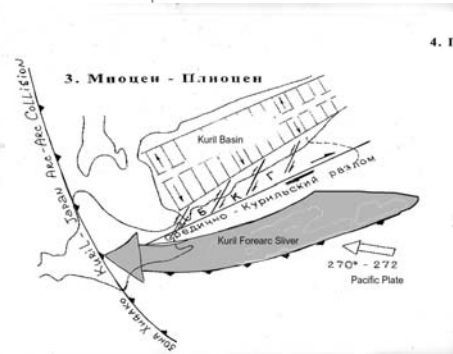
1. Мел - Палеоген



2. Олигоцен



3. Миоцен - Плиоцен



4. Плиоцен - Плейстоцен

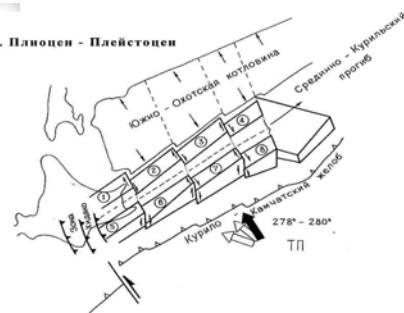


Рис. 1 УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

	Контуры мел-палеогеновой вулканической дуги		Система кулиньных разломов
	Террейновые блоки		Островные блоки
	Зоны субдукции	①	Сирогоко
	1. мел-палеоген.	②	Кунашир
	2. современная	③	Итуруп
	Траектория движения Тихоокеанской плиты	④	Уруп
	Мел-палеогеновая дуга	⑤	п-ов Немуро
		⑥	МКГ
		⑦ ⑧	хр. Витязя

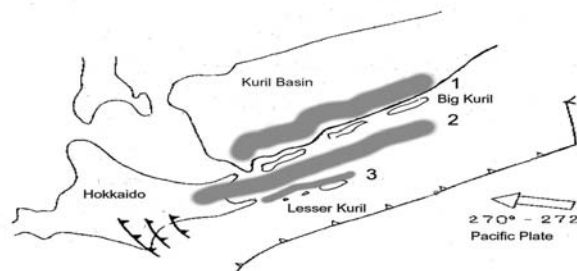


Рис. 2. Перспективы нефтегазоносности Южно-Курильских островной дуги. Ареалы возможных нефтегазовых тектонических ловушек: 1 зона. Олигоцен-новоя, связанная с раскрытие Курильской котловины. 2 зона. Миоцен-Плейстоценовая провинция в районе Срединно-Курильского прогиба. 3 зона. Мел-Палеогеновая зона нефтегазоносности на территории островов МКГ.

10. Atsushi N. et al. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites // *Marine Geology*. 2008. p.1–20.
11. Bulgakov R. Reconstruction of Quaternary History of Southern Kuril Islands. 1996. Allan Press. 240 p.
12. Komatsh U. et al. Petrological constitution of the continental type crust upthrust in the Hidake Belt, Hokkaido // *Japanese Association of Mineralogists and Economic geologists Special*. 1982. Paper 3. p. 220-230.
13. Kimura G. Oblique subduction: forarc tectonics of the Kuril Arc // *Geology*. 1986. n 14, p. 404-407.
14. Kiminami K. Sedimentary History of the Late Cretaceous – Paleocene Nemuro Group, Hokkaido. // *Japan. Soc. Japan*. 1983. N 89. p. 607-624.
15. Kobayashi, K. et al. Outer slope faulting associated with the western Kuril and Japan trenches // *Geophysical Journal International*. 1998. Volume 134, Issue 2, pp. 356-372.
16. Khain V. E., Polyakova I. D. Oil and Gas Potential of Continental Margins of the Pacific Ocean // *Lithology and Mineral Resources*, 2008, Vol. 43, No. 1, pp. 81–92.
17. Lobkovsky L. I. et al. The Kuril Earthquakes and Tsunamis of November 15, 2006, and January 13, 2007: Observations, Analysis, and Numerical Modeling. // *Oceanology*. 2009. Vol. 49, No. 2, pp. 166–181.
18. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido. North Japan. // *Tectonophysics*. 1990. N 174. p. 235-255.
19. Miller M.S. et al. Morphology of the distorted subducted Pacific slab beneath the Hokkaido corner, Japan. // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2006.

N156. p. 1-11.

20. Nakanishi A. et al. Crustal evolution of the southwestern Kuril Arc, Hokkaido Japan, deduced from seismic velocity and geochemical structure. // Tectonophysics. 2008.

Formation of the relief the South Kuril islands is associated with a change of geodynamic situation in the Kuril Basin, Japan-Kuril Arc-Arc Collision zone in Hokkaido, South-Kuril Subduction zone.

The author suggests that the change in the geodynamic regime affects the placement and type of oil and gas deposits in the region of South Kurile island arc

М.В. Митяев

(Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, e-mail: mmbi@mmbi.info)

Геоморфологическое и неотектоническое строение губы Чупа и Медвежья, Карельского побережья Белого моря

M.V. Mityaev

(Murmansk Marine Biological Institute KSC, Russian Academy of Sciences, Murmansk)

Geomorphological and neotectonic structure of inlets Chupa and Bear, Karelian coast the White Sea

Губа Чупа является одним из крупнейших заливов Карельского побережья. Она представляет собой узкую, протяженную долину, сформированную в тектонической зоне субширотного простирания и относится к типичным фиардам экзарационно-тектонического генезиса. Наши исследования охватывают восточную часть губы, к востоку от главного порога, разделяющего залив на две части – внутреннюю и внешнюю. Восточная часть губы Чупа представляет собой узкий залив с корытообразным поперечным профилем. Берега залива испытывают неотектоническое поднятие, темп которого возрастает с запада на восток.

Северный и южный берега рассматриваемой части залива имеют между собой довольно существенные различия. Северный берег представляет собой часть континента, а южный – около 60% представлен берегами крупных островов. Континентальный берег делится на две части – западную и восточную, а граница между ними проходит по бухте Сельдяная. К западу от бухты Сельдяная береговая линия прямолинейная с извилистостью 1.1-1.2 км/км. Осложненная многочисленными мысами и бухтами небольшого размера, плавных очертаний. Практически на всем своем протяжении данная часть берега сложена позднечетвертичными отложениями и лишь в отдельных местах берег слагают коренные породы. В связи с этим здесь развита широкая литоральная зона, где представлены илесто-песчаная и галечно-валунная фация. К востоку от бухты Сельдяная извилистость береговой ли-

нии резко возрастает до 1.7-1.8 км/км. Она состоит из серии бухт и мысов. Около 80% этой части береговой линии представлена скальными выходами коренных пород, поэтому литоральная зона здесь резко сокращена, а в отдельных местах и полностью отсутствует.

Южную береговую линию залива можно разделить на три части – с запада и востока берега островов, а центральная часть континентальный берег. В связи с этим береговую линию пререзают две крупные салмы. В целом извилистость береговой линии не высокая и составляет 1.1-1.3 км/км. Как островной, так и континентальный берег в основном сложены позднечетвертичными отложениями. Протяженность скальных берегов не превышает 10% от общей длины. По всему южному берегу встречаются небольшие бухты плавных очертаний. Поэтому здесь, так же как и на северном берегу, развита широкая литоральная зона, которая сложена илисто-песчаной и галечно-валунной фациями.

В геоморфологическом строении залива хорошо выделяется две части – ступенчатый береговой склон, осложненный уступами рельефа и днище залива. В пределах берегового склона выделяются крутые участки, слабонаклонные и субгоризонтальные поверхности. Ступенчатое строение берегового склона обусловлено широким развитием субгоризонтальных поверхностей. Такие поверхности часто отделенные друг от друга уступами рельефа. Выделяется три гипсометрических уровня субгоризонтальных поверхностей на глубинах: 0-3, 5-8 и 12-17 м. Крайне малое количество островов, мелей и корг является отличительной чертой восточной части губы Чупа.

Перегиб рельефа, отделяющий береговой склон от днища залива, выражен четко. В отдельных местах он представлен уступом рельефа. Днище залива представляет собой выровненную слегка волнистую аккумулятивную поверхность, ступенчато понижающуюся с запада (где средняя глубина составляет 24-25 м) на восток (где средняя глубина составляет 34-35 м). В осевой части залива выделяются локальные депрессии, локализованные в диапазоне глубин 40-60 м и имеющие относительную глубину 10-18 м. Разделяют депрессии ригели. Один из которых, восточней о. Олений, имеет серповидный в плане вид. Ригель выгнут в сторону устья залива, что позволяет рассматривать его как конечно-моренный вал. Крайний восточный ригель протягивается от м. Картеш к м. Сухой имеет максимальное превышение над днищем залива и, по-видимому, является выступом коренных пород. По оси залива легко читается килевая линия, по-видимому, палеотальвег с относительной глубиной 1-2 м. С палеотальвегом сопрягаются небольшие притоки, относительная глубина которых не превышает одного метра.

Таким образом, в геоморфологическом строении восточной части губы Чупа выделяется две зоны аккумуляции осадочного вещества. Первая зона расположена в пределах субгоризонтальных поверхностях берегового склона и у его подножия, вторая по оси залива в системе локальных депрессиях.

И если в первой зоне аккумулируются все крупные частицы (крупноалевритовые и крупнее), поступающие в залив в результате денудации берегов, то во второй тонкие частицы (мелкоалевритовые и меньше), поступающие в залив во взвешенном состоянии и основная масса материала (галечно-гравийной размерности) ледового разноса.

Губа Медвежья представляет собой изометричный залив с корытообразным поперечным профилем. Она сформирована в тектонической зоне субширотного простираения и относится к полузамкнутым заливам переходного типа (от фиардового к шхерному типу).

Южный и западный берега залива испытывают неотектоническое поднятие, темп которого возрастает с запада на восток. Северная и восточная граница залива проходит по цепочке небольших островов с резко дифференцированными тектоническими движениями. Таким образом, северный и южный берега рассматриваемой части залива имеют между собой очень существенные различия. Южный и западный берега представляют собой часть континента, а северный и восточный представлен берегами небольших островов. Континентальный берег делится на две части – западный и южный. Извилистость западной береговой линии составляет 1.3-1.4 км/км. Она осложнена мысами и бухтами небольшого размера, плавных очертаний. Практически на всем своем протяжении данная часть берега сложена позднечетвертичными отложениями. В связи с этим здесь развита широкая литоральная зона, которая сложена алеврит-песчаной и галечно-валунной фациями. Извилистость южной береговой линии ниже и составляет 1.1 км/км, она осложнена двумя узкими бухтами. Около 70% этой части береговой линии представлена скальными выходами коренных пород, поэтому литоральная зона здесь сокращена, а в отдельных местах и полностью отсутствует, и лишь в отдельных местах развиты смешанные отложения алеврит-валунной литоральной фации.

Одна из главных особенностей северной и восточной границы залива это большое количество островов, мелей и корг. В связи с этим северная и восточная береговая линия залива не является сплошной, а разорвана многочисленными проливами. В целом извилистость береговых линии островов не высокая и составляет 1.1-1.3 км/км. Берега островов в основном представлены скальными берегами. Поэтому здесь, так же как и на южном берегу, литоральная зона сокращена и сложена, в основном, гравийно-песчаной фацией.

В геоморфологическом строении залива хорошо выделяется две части – внутренняя и внешняя. Внутренняя часть залива закрыта от ветрового воздействия с трех сторон. Она представляет собой мелководную акваторию дно которой ступенчато понижается с запада на восток. Четко выделяется три уровня на глубинах: 0-3, 5-7 и 10-13 м. Во внутренней части залива выделяется два палеотальвега с относительной глубиной 1-2 м. Один палеотальвег прижат к северному берегу залива и протягивается запада на восток.

Другой протягивается с севера на юг по центру залива, на юге, совершая коленообразный изгиб, палеотальвег протягивается с запада на восток. С палеотальвегами сопрягаются небольшие притоки, относительно глубиной около одного метра. Западная береговая линия сильно осложнена небольшими бухтами в вершины, которых впадают небольшие водотоки, а устьевые части отделены от залива песчаными барами высотой около 0.5 м. По всей внутренней части залива доминируют гравийно-песчаные отложения, локально развиты песчано-валунная и песчано-алевритовая литоральные фации.

Внешняя часть губы Медвежья имеет очень сходное строение с восточной частью губы Чупа. Так во внешней части залива, перегиб рельефа, отделяющий южный склон от днища залива, выражен четко. Он представлен уступом рельефа высотой до 3 м. Днище внешней части залива представляет собой выровненную слегка волнистую аккумулятивную поверхность, постепенно понижающуюся с запада на восток. В осевой части днища залива выделяется линейная депрессия, локализованная в диапазоне глубин 48-55 м. По оси залива легко читается палеотальвег с относительной глубиной 1-2 м. С палеотальвегом сопрягаются небольшие притоки, относительно глубиной около одного метра.

Южный береговой склон губы Медвежья крутой сильно осложнен уступами рельефа. Северный имеет ступенчатое строение. Четко выделяется два уровня на глубинах: 5-8 и 12-17 м. Во многих местах поверхность 5-8 м уровня осложнена выступами коренных пород формирующие небольшие по масштабу мели и корги. Большое количество островов, мелей и корг и полное отсутствие аллювиального стока является отличительной чертой внешней части губы Медвежья.

Таким образом, в геоморфологическом строении восточной части губы Медвежья выделяется две зоны аккумуляции осадочного вещества. Первая зона это внутренняя мелководная область, вторая по оси залива в локальной депрессии. В первой зоне аккумулируется большая часть осадочного вещества поступающего в залив в результате денудации западного берега, во второй аккумулируется осадочное вещество, поступающие в залив в результате абразии островов и денудации южного берега. Но, по-видимому, часть вещества выносится из внешней части залива, так как локальная депрессия не имеет замкнутых очертаний.

Подводя итог геоморфологического строения района исследований необходимо отметить. Во-первых, геоморфологический облик района определяют структурные элементы субширотного простирания, заложение которых произошло, по-видимому, в начале неотектонического этапа развития территории. Во-вторых, на структурные элементы рельефа накладываются скульптурные формы, сформированные, вероятно, в позднеплейстоценовое время. Максимальное развитие скульптурных форм рельефа наблюдается в губе Чупа, это делает возможным предположить, что в период последнего

оледенения в губе располагался активный выводной ледник.

Неотектонической особенностью рассматриваемой части Балтийского щита является его глыбово-блоковое строение. Считается, что глубинные и крупные коровые разломы образуют пересекающуюся систему, вследствие чего окраина щита распадается на ряд самостоятельных блоков. Карельское побережье входит в состав крупного Беломорского блока, который в свою очередь распадается на ряд блоков более высоких порядков. Блоки второго и третьего порядка отличаются значительной подвижностью, каждый из них обладает своим знаком и скоростью движений. Движения блоков наиболее отчетливо фиксируются на побережье и в прибрежной зоне моря.

В целом Карельское побережье относится к области умеренных и интенсивных поднятий, как берегов, так и прибрежной акватории (Невеский и др., 1977). Берега губ Чупа и Медвежья испытывают дифференцированные блоковые поднятия. Наиболее интенсивно поднимается блок, отделяющий заливы друг от друга. Более умеренные темпы поднятия испытывают блоки южного побережья губы Чупа и блок полуострова Медвежьего. Еще более слабые темпы поднятия испытывает западная часть северного побережья губы Чупа и западное побережье губы Медвежья. Северная и восточная граница губы Медвежья представляет собой мозаику блоков испытывающие разнонаправленные движения, блоки формируют острова и проливы.

При рассмотрении неотектонической схемы можно видеть, что при пересечении субширотных дизъюнктивных структур с дизъюнктивными структурами других направлений образуется неотектонический каркас ограничивающий неотектонические блоки. Восточная часть губы Чупа представляет собой симметричную грабеновидную морфоструктуру, она осложнена блоками брахиформного вида с умеренными темпами опусканий. Брахиформные блоки отделены друг от друга поперечными неотектоническими зонами. В целом темп неотектонического опускания в губе Чупа увеличивается с запада на восток. В восточной части губы Чупа и в северо-восточной части побережья отмечается чередование положительных и отрицательных форм рельефа (так называемая скученность рельефа). Амплитуда береговых форм рельефа уменьшается с востока на запад, что позволяет предположить их формирование в условиях осевого сжатия. При этом основные сжимающие напряжения, могут, возникать со стороны Кандалакшского рифта.

Морфоструктура губы Медвежья имеет хорошо выраженный четырех угольный вид, где длинная ось структуры имеет субширотное простираение. В строении морфоструктуры выделяется три области - западная, северная и восточная. Две области, западная и северная, это современные моноклиналильные структуры берегового склона. Падение северной морфоструктурной области южное, она характеризуется дифференцированными движениями, а в ее пределах выделяются блоки с разнонаправленными тектоническими движениями. Западная морфоструктурная область это блок с субгоризонтальной слегка волнистой поверхностью. Поверхность блока накло-

на в восточном направлении. Восточная морфоструктурная область представляет собой ассиметричную грабеновидную структуру, в которой южный борт испытывает более интенсивные отрицательные движения, чем северный.

Восточная и северная морфоструктурные области губы Медвежья, а также континентальный блок, разделяющий морфоструктуры губ Медвежья и Чупа, образуют единый неотектонический ансамбль. В этом морфоструктурном ансамбле шельфовые морфоструктуры могут рассматриваться, как компенсационные структуры, на границе с блоком, испытывающим быстрые темпы поднятия. Этот морфоструктурный ансамбль, вероятно, созданный в условиях осевого сжатия, срезается тектонической морфоструктурой губы Чупа. Этот факт делает основание предположить, что морфоструктура губы Медвежья сформировалась раньше морфоструктура губы Чупа, а последняя формировалась в субширотной дизъюнктивной зоне активизированной в доледниковое время, вероятно, на рубеже плиоцена и плейстоцена.

The investigation of geomorphological and neotectonic structures of two bays of White Sea Karelian coast is carried out. It is revealed that its structure is typical for the Baltic shield. Its various genesis and time of formation predetermined the different behavior of glaciers excretory ducts at deglaciation.

**Н.А. Пальшин¹, Д. В. Яковлев², А.Г.Яковлев², И.В. Егоров¹,
А.И. Гераскин²**

(¹Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, palshin@ocean.ru, ²ООО «Северо-запад», d_yakovlev@nw-geophysics.ru)

Природа низкочастотного электрического поля в транзитной зоне

**N.A. Palshin¹, D.V. Yakovlev², A.G. Yakovlev², I.V. Yegorov¹,
A.I. Geraskin²**

(¹Shirshov Institute of Oceanology, RAS, ²«Nord-West Ltd»)

Nature of low-frequency electric field in the transition zone

Обширные территории на Земле заняты мелководными, часто опресненными акваториями, такими как дельта реки Волги, Обская Губа. Ботнический и Финский заливы Балтийского моря, северная часть Каспийского моря. Их часто называют транзитной зоной между сушей и морем. Большая часть транзитных зон представляет собой территории перспективные на нефть и газ.

Проведение геофизических исследований в транзитных зонах осложнено. Основная сложность выполнения измерений в транзитных зонах (на глубинах до 20 м) заключается в том, что традиционные как сухопутные, так и морские методики здесь неприменимы и зачастую требуются новые аппаратные и методические решения. В частности, для таких работ не всегда можно использовать специализированные научно-исследовательские суда, что определяет жесткие требования к аппаратным измерительным комплексам (автономность, портативность и пр.).

В 2008 году российской геофизической компанией «Северо-запад» при участии сотрудников геофизической лаборатории ИОРАН была разработана оригинальная методика измерения переменного электрического поля на мелководье с использованием стандартной электроразведочной аппаратуры «Phoenix Geophysics Ltd» и проведены опытные работы в дельте Волги и на северном Каспии [1]. Перед началом работ на Каспии были выполнены тестовые и калибровочные измерения на озере Селигер, которые показали эффективность разработанной технологии, а также позволили выявить квазипериодический сигнал на дне озера (см. рис. 1).

Анализ полученных во время опытных работ временных рядов (см. рис. 2) показал, что многие из записей вариаций электрического поля, полученные в акватории Каспийского моря, содержат интенсивный квазигармонический сигнал в диапазоне частот 0.05 – 1 Гц, а записи, полученные в дельте Волги - шумоподобный сигнал на более высоких частотах в диапазоне от 1 до 10 Гц. (см. рис. 3).

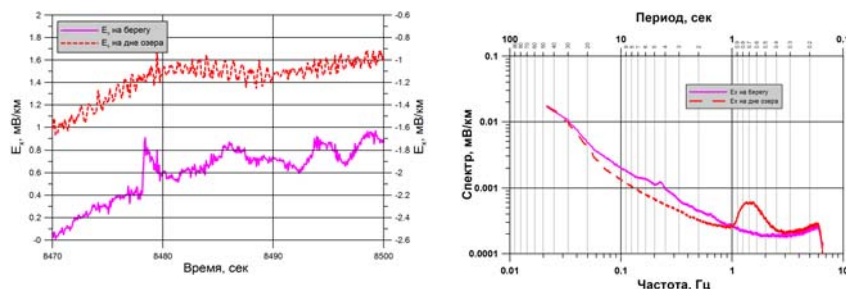


Рис. 1. Результаты измерений электрического поля на озере Селигер. Слева временные ряды, справа – спектр. Приведена северная компонента поля.

Рис. 2. Вариации электрического поля, измеренные в северной части Каспийского моря. Сплошной линией показаны вариации северной компоненты, пунктирной – восточной.

Из приведенного на рис. 2 примера записи вариаций электрического поля видно, что амплитуда наблюдаемого квазигармонического сигнала более

чем на порядок превышает фоновый магнитотеллурический сигнал (нижняя панель на рис. 2). Спектральный анализ (см. рис. 3) подтвердил, что на рассматриваемых записях, полученных в мелководной части (1.5 -2 м) северного Каспия доминирует сигнал, имеющий типичные волновые характеристики. На записях, полученных в дельте Волги, такого сигнала не выделено, однако уровень шума в исследуемом диапазоне частот на дне реки существенно выше, чем на суше.

Очевидно, что наблюдаемые сигналы связаны с поверхностными волнами и/или придонными течениями. Зимой 2009 года во время учебной геофизической практики МГУ был поставлен эксперимент в реке Воре, который подтвердил предположение, что наблюдаемые сигналы, по крайней мере, частично, могут быть связаны с механическим воздействием придонного течения на электроды. Было экспериментально подтверждено, что от большей части высокочастотного шумоподобного сигнала можно избавиться с помощью специальной конструкции, механически изолирующей электрод от движущейся воды.

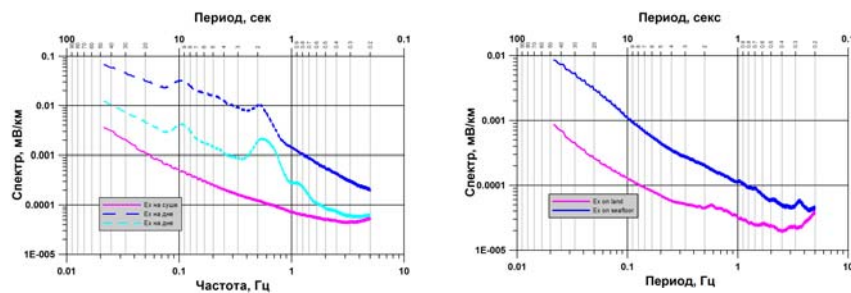


Рис. 3. Спектры вариаций электрического поля измеренных в северной части Каспийского моря (слева) и в дельте Волги. Для сравнения приведен спектр (нижние графики) опорного берегового сигнала.

Летом и осенью 2009 года ООО «Северо-Запад» проводились электроразведочные работы в мелководном лимане и прибрежной части Черного моря в районе Анапы.

При измерениях в лимане были также проведены эксперименты с различной конструкцией электродов, которые показали, что интенсивный волновой квазигармнический сигнал, здесь также наблюдаемый, не может быть удален механической изоляцией электродов и, следовательно, не связан с механическим воздействием на электроды.

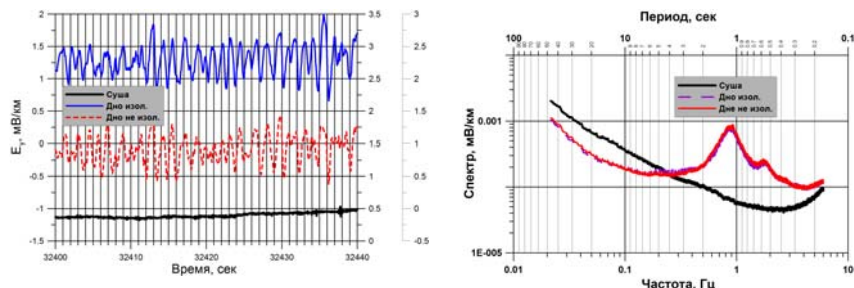


Рис. 4. Результаты измерений электрического поля в черноморском лимане. Слева - временные ряды, справа – спектры. Для сравнения приведен опорный береговой сигнал (толстая линия).

Таким образом, квазигармонические волновые сигналы наблюдаются как при измерениях электрических полей как в пресноводном озере и опресненной северной части Каспийского моря, так и в соленом черноморском лимане. Можно предположить, что имеется несколько механизмов возникновения рассматриваемого сигнала, однако очевидно, что их источником являются поверхностные ветровые волны. Причем на рассматриваемых глубинах волны являются длинными, то есть их длина больше глубины и они взаимодействуют с дном, где наблюдается возвратно поступательное движение воды в горизонтальной плоскости.

В геофизике традиционно рассматриваются электромагнитные поля, индуцируемые движением проводящей морской воды в геомагнитном поле Земли. Индуцируют такие поля и ветровые волны [см. напр. 2]. Важно отметить, что в них преобладает вдольсклоновая компонента электрического поля. Интенсивность полей, индуцируемых движением морской воды, существенно зависит от соотношения проводимости воды и донных осадков, то есть, например, в опресненной и пресной воде эти поля будут пренебрежимо малы. Поэтому естественно предположить, что в наблюдаемых полях имеется вклад и других источников электрического поля – электрокинетических.

Известно четыре электрокинетические явления: электроосмос (перенос флюида под воздействием внешнего электрического поля) и электрофорез (перенос взвешенных частиц под воздействием электрического поля), а также обратные им электрокинетические явления второго рода: фильтрационный потенциал (возникновение электрического поля при просачивании жидкости через пористую среду) и седиментационный потенциал (возникновение разности потенциалов при вынужденном движении дисперсной фазы относительно неподвижной дисперсионной среды).

Электрокинетические эффекты связаны со свойствами образующегося на поверхности твердой фазы и раствора двойного электрического слоя (ДЭС). При этом возникающее при электрокинетических эффектах второго

рода прямо пропорционально диэлектрической проницаемости раствора ϵ умноженной на ζ -потенциала ДЭС и обратно пропорциональны его вязкости η . Связь электрического поля E (или электрического тока I) и градиента давления ΔP (или скорости движения частиц V) для двухфазной среды (флюидонасыщенной породы или придонного слоя, содержащего существенные количества взвеси) описывается уравнением Гельмгольца-Смолуховского:

$$E = \frac{\epsilon_0 \epsilon_f \zeta}{\eta \sigma_f} \Delta P \quad \text{или} \quad I = \frac{\epsilon_0 \epsilon_f \zeta}{\eta \sigma_f} V \quad (1)$$

где ϵ_0 – диэлектрическая проницаемость вакуума, ϵ – диэлектрическая проницаемость флюида, ζ -дзета потенциал ДЭС, η – вязкость флюида, а σ_f – электропроводность флюида.

Предполагается следующий механизм возникновения электрического поля на дне акваторий: (1) гидростатическое воздействие волнения на дно вызывает вертикальное электрическое поле в донных осадках (см. уравнения 1 слева), а возвратно поступательное движение воды содержавшей взвесь – горизонтальное электрическое поле (см. уравнение 1 справа). Простейшие оценки показывают, что электрокинетические эффекты могут создавать электрические поля, наблюдаемые на дне озера Селигер и на дне мелководной части Каспийского моря. Важно отметить, что в отличие от полей волнения, электрокинетические эффекты тем больше, чем меньше проводимость воды.

Для теоретического описания и вычисления оценок рассматриваемого явления нами была начата разработка численной модели на основе метода Треффца [3]. В качестве источника в модели используется упрощенная численная модель поверхностной длинной волны, затем численно решаются уравнения электродинамики в гармоническом режиме в неоднородной проводящей среде. На начальном этапе были рассмотрено возбуждение электромагнитного поля двумя типами электрокинетических эффектов. Результаты первых расчетов показали, что возникающие магнитные поля исчезающе малы, в то время как электрические поля могут быть достаточно интенсивными. Показано также, что электрическое поле, вызванное флуктуациями гидростатического давления на дне, быстро затухают при удалении от дна, в отличие от полей вызванных придонными течениями. В дальнейшем в модели будут использованы в качестве стороннего поля все три рассматриваемых источника поля, рассчитанные для модели длинной поверхностной волны, а параметрами модели будут проводимости донных осадков и воды, концентрация донной взвеси и толщина придонного слоя.

Выводы: Природа интенсивных квазигармонических вариаций электрического поля в волновом диапазоне от 0.05 до 3 Гц двойственная: это комбинация полей индуцируемых волнением и двух типов электрокинетических эффектов. Источник первого типа очевидно доминируют в проводящей

морской воде, в то время как, источники второго типа являются основными в опресненных и пресноводных бассейнах. Эти электрические поля, с одной стороны являются помехой при проведении электроразведочных работ в транзитной зоне, а с другой стороны, могут послужить основой новых методов исследования придонных потоков взвеси и свойств донных осадков.

1. Andrei Yakovlev, Denis Yakovlev, Georgii Trigubovich, Vladimir Lygin and Nikolay Palshin. Shallow water MT technology // Abstract book of the IAGA 11th Scientific Assembly, Sopron, 24-29 August, 2009.
2. Podney, W. Electromagnetic fields generated by ocean waves // J. Geoph. Res. 1975. V. 80. P. 2977-2990.
3. И.В. Егоров Трехмерное численное моделирование электромагнитного поля в геоэлектрике с помощью метода Треффца // Физика Земли. 2009. №9. С. 86-96.

The observed in transition zone EM signals have multifold nature: (1) electrokinetic effects (sedimentation and/or streaming effects); (2) induction by surface waves and/or bottom currents; and (3) - mechanical forcing of the moving water on electrodes.

**Н.А. Пальшин¹, М.Ю. Смирнов², В.Йозвяк³,
И.М. Варенцов⁴**

(¹Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, palshin@ocean.ru, ²Санкт Петербургский государственный университет, maxim.smirnov@oulu.fi, ³Институт геофизики, ПАН, jozwiak@igf.edu.pl, ⁴Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, igemil@mail.transit.ru)

Латеральные неоднородности верхней мантии кратонов по данным ЭМ исследований

N.A. Palshin¹, M.Yu. Smirnov², W. Jozwiak³, Iv.M.Varentsov⁴

(¹Shirshov Institute of Oceanology, RAS, ²Spb State University, ³Institute of Geophysics, PAS, ⁴Geoelectromagnetic Research Centre, Schmidt Institute of the Physics of the Earth, RAS)

Lateral heterogeneities of the upper mantle: implications from EM studies

Электромагнитные (ЭМ) исследования являются, наряду с глубинными сейсмологическими методами (сейсмической томографией), эффективным методом изучения строения верхней мантии Земли. Сейсмические и геоэлектрические модели в значительной степени дополняют друг друга, поскольку упругие свойства и электропроводность подчиняются разным физическим законам.

Основной целью наших исследований является изучение глубинного строения докембрийских кратонов на примере северо-западной части Восточно-европейского кратона (ВЕК) с целью более глубокого понимания геологических, геодинамических и геохимических процессов, происходивших на границе архея и протерозоя, а также в течение дальнейшей геологической эволюции кратона.

Главной особенностью кратонов является наличие под нами так называемых килей, поэтому мощность литосферы (под кратонами ее часто называют тектосферой-tectosphere) составляет 200-250 км. Килей кратонов характеризуются пониженной плотностью, низкими температурами (в диапазоне глубин 100-150 км аномалия составляет несколько сотен градусов), а также относительно меньшим, по сравнению со средне-глобальными величинами содержанием летучих, в первую очередь воды. Своим образованием деплетированная мантия кратонов обязана процессам образования из первичной мантии толстой континентальной коры. Важным следствием из этого является практически общепризнанный факт, что типичная для молодых плит выраженная двухслойное строение верхней мантии – литосфера и астеносфера для кратонов теряют смысл, поскольку выраженного слоя пониженной вязкости (слоя частичного плавления) здесь отсутствуют.

ВЕК состоит из трех крупных мегаблоков (Фенноскандия, Сарматия и Волго-Урاليا) объединившихся друг с другом примерно 1.7-1.8 миллиарда лет назад, после чего в течении всей остальной геологической истории он представлял единое целое. Каждые из этих мегаблоков состоит как из архейских, так и протерозойских блоков. Большая часть ВЕК закрыта осадочным чехлом, лишь на северо-востоке располагается обширный Балтийский щит, а на юге – Украинский щит.

Большая часть геолого-геофизических исследований традиционно выполнялась на щитах. Не явились исключением и глубинные ЭМ исследования, именно на основании данных полученных на Балтийском щите в 1980 году Л.Л. Ваньяном была построена «нормальная кривая» МТ зондирований и соответствующий ей стандартный разрез. Концепция «опорного разреза» сыграла огромную положительную роль в глубинной геоэлектрике. Применение опорного разреза в качестве стартовой модели и/или как нижней оценки проводимости при инверсии синхронных ЭМ данных, включая инверсию горизонтальных магнитных функций отклика, позволяет существенно повысить достоверность интерпретации [1].

Современные представления о геологической эволюции ВЕК как древней плиты подтверждают наличие существенных неоднородностей верхней мантии. Эти неоднородности обусловлены разнообразными геодинамическими и геохимическими процессами, протекавшими как в пределах самого кратона, так и на его периферии, на протяжении всей его длительной геологической истории, насчитывающей для его отдельных блоков более трех миллиардов лет. В последние годы в северо-западной части ВЕК, главным образом на территории

Финляндии, Швеции, Норвегии и Польши, был выполнен большой объем глубинных ЭМ исследований, позволивший в значительной степени уточнить глубинное геоэлектрическое строение этого региона.

Одним из важных результатов этих работ можно считать подтверждение неоднородного строения не только земной коры, но и верхней мантии ВЕК, считавшейся ранее в значительной степени геоэлектрически однородной.

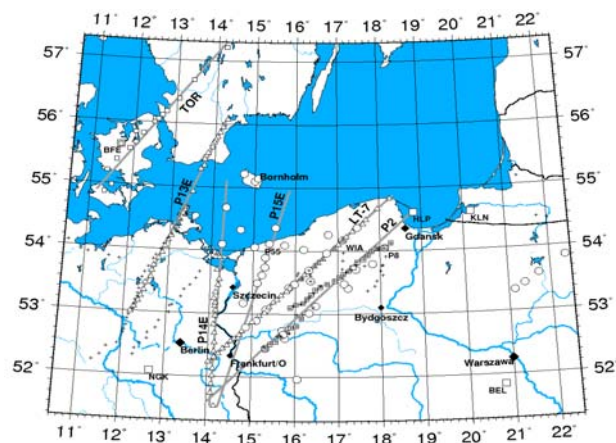


Рис. 1. Изученность северо-западной границы ВЕК ЭМ методами.

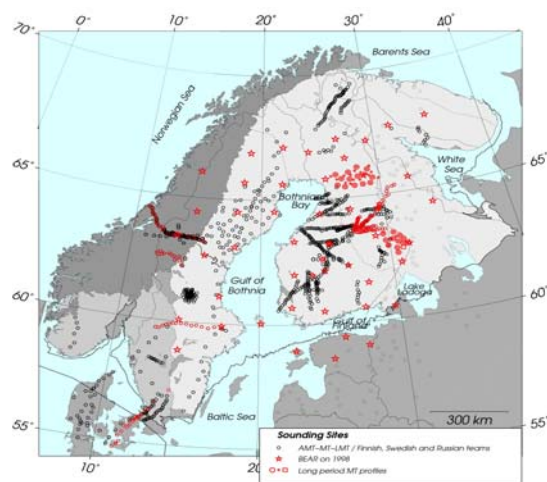


Рис. 2. Изученность Балтийского щита ЭМ данными [Когґа, 2007]

Задачей исследования является проверка гипотез (1) о существенном различии строения верхней мантии архейских и протерозойских частей кра-

тона, связанного с перестройкой геохимических и геодинамических процессов в раннем протерозое, и (2) о резком уменьшении мощности литосферы на внешних границах докембрийских кратонов, обусловленном существованием конвективных мантийных ячеек на глубинах 100-400 км по их внешнему периметру. Существование таких конвективных ячеек, в частности, обеспечивает существование кратона в течении столь длительного геологического времени (более 1.5 млрд. лет для ВЕК), а также (3) уточнение границ северо-западной границы кратона по ЭМ данным.

Последняя задача имеет также и прикладное значение, поскольку, по современным представлениям, в пределы ВЕК частично входят акватории Норвежского, Баренцева и Каспийского морей богатые углеводородами.

Первые результаты, полученные в ходе реализации проекта, свидетельствуют о (1) наличии проводящих слоев на глубинах 100-150 км в пределах архейских блоков ВЕК (и Канадского щита), (2) существовании резкого скачка мощности литосферы на профиле TOR [2], пересекающем границы ВЕК (из Швеции в Данию; рис. 2) и (3) об отсутствии заметных латеральных неоднородностей верхней мантии вдоль профилей пересекающим предполагаемую границу ВЕК на территории Польши и Германии (см. рис. 2) [3].

Исследования выполняются при финансовой поддержке гранта РФФИ №09-05-00466-а, а также российско-финского проекта «Разработка электромагнитных методов экологического мониторинга и зондирования литосферы» и российско-польского проекта «Развитие теории и практики реализации комплексных наземных и морских методов электромагнитного зондирования для решения геологических, геофизических и экологических задач».

1. Пальшин Н.А. Опорный разрез и электропроводность верхней мантии // Тезисы Третьей международной школы-семинара по электромагнитным зондированиям. Звенигород, 2-9 сентября, 2007 г.
2. Smirnov M.Yu. and Pedersen L.B. Magnetotelluric measurements across Sorgenfrei-Tornquist-zone in southern Sweden and Denmark // *Geophys J. Int.* 2009. V. 176(2). P. 443-456.
3. Brasse, H., Kreutzmann, A., Cerv, V., Ernst, T. Jankowski, J., Jozwiak, W., Neska, A., Pedersen, L. Smirnov, M., Schwarz, G., Sokolova, E., Varentsov I., Hoffman, N., Palshin, N. and Korja, T. Probing electrical conductivity of the Trans-European suture zone // *EOS*. 2006. V. 87(29), P. 443-456.

New experimental long-period EM profile and array data set collected within the northeastern part of East European Platform in the last years and an application of a reference profile concept provides new opportunities to study theoretically proposed lateral heterogeneities of electrical conductivity of the upper mantle of Precambrian cratons.

В.Н. Патрикеев

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
e-mail: patrik@imgg.ru)

Строение, состав и особенности формирования кайнозойского чехла Северо-Западной котловины Тихого океана

V.N. Patrikeyev

(Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

Structure, composition and peculiarities of Cenozoic cover formation of the North-Western basin of the Pacific Ocean

По результатам геологической интерпретации временных разрезов сейсмического профилирования отраженными волнами, полученных ИМГиГ ДВО РАН в 1976-89 гг. (более 20000 пог. км) и увязанных с данными глубоководного бурения, рассматриваются строение и особенности формирования кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной (СЗ) котловины Тихого океана. По данным бурения в ее верхней части залегает монотонная толща (D) гемипелагических осадков средне-позднего миоцена – плейстоцена, мощностью до 0.6 км. Эта толща подстилается маломощным (до 40-60 м) горизонтом (С) пестрых, немых глин.

Туффито-кремнисто-глинистая толща (D).

Толща развита на всей площади плиты, за исключением склонов подводных гор, тектонических уступов и эрозионных промоин. Ее мощность утоняется на юго-восток от оси желоба. По текстуре и вещественному составу толщи, полученным путем отбора проб из керна скважин, она характеризуется тонким переслаиванием терригенного, биогенного и вулканогенного осадочного материала. Во всех скважинах терригенный материал составляет большую часть разреза (в среднем 60%). Он представлен, в основном, тонкозернистыми разностями (пелитовыми и алевритовыми). Содержание песчаной фракции в целом по разрезам изменяется от 9% до 20%. Биогенный осадочный материал составляет менее трети разреза. В нем преобладают створки диатомей, в меньшей степени раковины радиолярий - алеврито-пелитовые и пелитовые илы. Вулканогенный материал, представленный вулканическим стеклом, в алевритовой разности рассеян по разрезу толщи D, а в грубозернистой разности (пески) составляет прослой пепла, мощностью до полуметра. Содержание этого материала в толще D достигает максимальных значений 18% на вале Хоккайдо в юго-восточном направлении его доля уменьшается до 7%. В пепловых прослоях часто наблюдается нормальная градационная расслоенность.

Из кривых изменения вещественного и гранулометрического состава по разрезу скважин следует, что толща D сложена тонкими (мощностью менее метра) слоями, представленными в разных соотношениях терригенным, биогенным и вулканогенным материалом. Тонкие слои формируют пачки,

мощностью до нескольких десятков метров, с относительно однородным составом, либо дифференцированным составом, представленным тонким переслаиванием преимущественно терригенных и терригенно-биогенных отложений. Кроме того, эти пачки содержат в различных концентрациях рассеянный вулканический материал и многочисленные тонкие прослойки пепла, число которых может резко изменяться.

Анализ кернов показывает, что содержание терригенного материала в отдельных тонких слоях варьирует от 30 до 100%, биогенного от 0 до 70%. Поскольку кремнистые осадки отличаются от терригенных высокой пористостью и в сухом состоянии очень низкой плотностью ($0,4-0,9 \text{ г/см}^3$), то переслаивание этих осадков отображается на сейсмических разрезах в виде контрастных пачек. Однородный состав пачек, сложенных преимущественно терригенным материалом, соответствует акустически прозрачным горизонтам, дифференцированный состав – акустически контрастным. Особенности такого переслаивания осадков определяют акустическую контрастность толщи D в большей части СЗ котловины Тихого океана.

Наиболее полные разрезы толщи D вскрыты на вале Хоккайдо и в окрестностях разлома Хоккайдо. Здесь в подошве чехла залегают гемитерригенные осадки среднего миоцена. Южнее осадки в подошве этой толщи имеют позднемиоценовый возраст. Следовательно, на участке плиты между Курильским, Японским желобами и поднятием Шатского устанавливается омоложение возраста осадков в низах толщи D к югу, юго-востоку, что определяет ее подошву как диахронную границу.

По сейсмическим данным в подошве толщи устанавливается региональное угловое несогласие, которое определяется как подошвенное прилегание. Данное несогласие с учетом омоложения возраста осадков в подошве толщи связано с проградацией осадков к югу, юго-востоку, что также следует из конфигурации изопахит. Скрытое угловое несогласие намечается в толще D между скважинами 581, 303, 304 и 578, т.к. на расстоянии около 500 км мощность осадков уменьшается от 400 до 200 м. Также часто наблюдается налегание осадков этой толщи на склоны поднятий, гор, абиссальных холмов. Оно формируется при продольном заполнении депрессий рельефа. Распространены несогласия в кровле толщи D. Среди них выделяются эрозионные врезывания в руслах абиссальных каналов, в долинах, широко развитых на вале Хоккайдо, а также в подножии гор и абиссальных холмов. Также отмечается налегание в подошве русловых турбидитов, которые обычно локализируются в переуглубленных грабенах океанических разломов.

На картах батиметрии и изопахит осадочного чехла западнее поднятия Шатского выделяется главное русло абиссальной меандрирующей долины. Она прослеживается в юго-западном направлении и с обеих сторон обвалована обширными осадочными лопастями, а при подходе к поднятию осадочная лопасть располагается с одной – западной стороны. На вале Хоккайдо можно наметить несколько долин юго-восточного направления, которые

при подходе к главному руслу абиссальной долины поворачивают в южном или юго-западном направлении. Извилистые очертания этих долин, сложная форма осадочных лопастей в плане связаны с холмистым рельефом ложа и обтеканием топографических препятствий придонными потоками. Однако большинство долин и осадочных лопастей, уверенно выделяемых на сейсмических разрезах, не проявляются на картах изопахит и батиметрии. Это связано с разрывом долинной сети в результате конседиментационных деформаций базальтового фундамента, отмиранием отдельных ее участков и частичной или даже полной компенсации их осадками.

Описанные особенности залегания позднекайнозойского осадочного чехла указывают о преобладающей роли придонных потоков в его формировании. Состав отложений по данным бурения, высокая акустическая дифференциация разреза на частотах выше 100 Гц свидетельствуют о тонком переслаивании терригенных и биогенных осадков и, следовательно, о невыдержанном, импульсивном режиме осадконакопления в позднем кайнозое. Главной его особенностью является чередование коротких периодов относительно быстрого накопления терригенных турбидитов с продолжительными периодами осаднения гемипелагических осадков. Предполагается, что осадконакопление происходило в результате надстраивания конусов выноса при переливе канализированных в долинах мутьевых потоков через смежные намывные дамбы. При выходе в котловину потоки распластывались, долины конусов расширялись, а глубина их вреза уменьшалась, что фиксируется по уменьшению углов падения слоев на склонах дамб и их снижению. В краевой части котловины формировались лобовые части или дистальные окончания конусов выноса с пологими 15-30' клиноформами. Надстраивание подводных конусов происходило в процессе ее конседиментационных деформаций, что видно по утонению осадков на сводах растущих поднятий и абиссальных холмов и разрастанию мощности в смежных депрессиях. В связи с этим аккумулятивные «шапки» холмов, которые рассматривают как результат деятельности топовихрей в водной толще океана, по-видимому, имеют другую геологическую природу и могут возникать в результате постседиментационного тектонического воздымания.

Многие исследователи полагают, что в районе активных континентальных окраин осадки выносятся в океан за глубоководные желоба поверхностными течениями, при осаднении они подхватываются глубинными течениями и разносятся по дну котловин. Поверхностные Северо-тихоокеанское и Камчатское течения несомненно выносят терригенный материал в океан, однако масштабы седиментации, связанные с этим выносом настолько малы, что не регистрируются сейсмическими исследованиями. Если бы осадконакопление, связанное с этими течениями было определяющим, то на плите существовало бы субширотное осадочное тело с максимальной мощностью осадков в полосе 35-40° с.ш. Однако на карте изопахит максимальные мощности кайнозойского чехла наблюдаются вдоль вала Хоккайдо и

внешнего склона желоба, а на месте предполагаемого осадочного тела они минимальны. Такое распределение чехла сложно объяснить выносом терригенного материала этими течениями, даже если предполагать сложные схемы глубинных течений.

Предположения о значительной роли контурного течения очень сомнительны. Во-первых это течение должно иметь наибольшую интенсивность вдоль островного склона желоба, а на плите в 300-500 км и тем более 1000 км от этого склона, где сейсмическими исследованиями установлено множество глубоко врезаемых каналов, его скорости явно недостаточно, чтобы создать их. Во-вторых, если даже предположить, что ширина и энергетика этих течений значительна, тогда возникают проблемы с возможностью осаждения на плите взвеси пелитовой размерности, содержание которой в осадках по данным бурения очень велико.

Наилучшим образом внутренняя структура, состав, форма осадочных тел и распределение мощности осадочного чехла объясняются при формировании его придонными мутьевыми потоками. Так мощность чехла при этом должна быть максимальной на внешнем склоне желоба и вале Хоккайдо и уменьшаться в направлении юг-юго-восток, что и наблюдается на карте изопохит. Должны быть долины, каналы, обвалованные осадочными лопастями и дамбами соответственно, что и можно видеть на разрезах и картах. Из несогласий должно наблюдаться подошвенное прилегание, которое устанавливается на профилях у восточного подножия вала Хоккайдо. Должен быть преимущественно терригенный состав чехла, что и подтверждается материалами бурения (свыше 70% терригенного материала и от 10 до 20% песчанистой фракции). И, наконец, при таком характере осадконакопления в чехле должен накапливаться преимущественно материал пелитовой размерности. Действительно этот материал откладывается при переливе канализированных потоков через намывные дамбы, в результате резкой потери скорости при их растекании и длительного осаждения взвеси в спокойной воде.

Для выхода мутьевых потоков на плиту необходимо предположить, что в позднем кайнозое Курило-Камчатский и Японский глубоководные желоба отсутствовали либо были компенсированы осадками. Морфологическое оформление желобов в плейстоцене, сопровождавшееся уменьшением энергетики придонных мутьевых потоков и их прекращением, отображается в заполнении осадками на всей территории плиты каналов и долин и их отмиранием, а также к установлению пелагической седиментации, что подтверждается формированием в кровле чехла слоя красных глин, мощностью до 10 см.

Горизонт пестрых глин (С).

По данным бурения (скв. 436, 580, 303, 304, 578 и др.) горизонт сложен немymi глинами от желто до темно-коричневого цвета и практически везде залегает между фаунистически охарактеризованными отложениями мела и

позднего кайнозоя. Его сейсмический облик изменчив в пределах региона исследований. Так, на юго-западе региона горизонт является акустически прозрачным. На севере и северо-востоке характеризуется отражениями слабой и средней интенсивности и короткой (менее 10 км) протяженности. Он облекает подстилающие отложения мезозоя и его мощность (20-40 м) выдержана на значительных по площади участках плиты. В южной части региона в районе главного абиссального русла пестроцветные глины выполняют пологие депрессии в меловом рельефе плиты (выполнение с облеканием) и характеризуются субгоризонтальными отражениями средней интенсивности и значительной протяженности. В целом из-за малой мощности горизонта по сейсмическим данным трудно судить о характере его внутренней расслоенности и тем более о процессах его формирования.

По сейсмическим данным установлено отсутствие пестрых глин на некоторых участках плиты, что связано с их размывом и переотложением в депрессиях, где они залегают горизонтально с увеличением протяженности границ. Размыв и переотложение пестрых глин происходили в конце среднего – начале позднего миоцена, о чем свидетельствуют радиолярии и диатомеи в верхней части горизонта в скважине 578 и остатки зубов рыб в скважине 436. В меньших масштабах этот процесс продолжался и в более позднее время, поскольку отложения низов толщи D, мощностью 20-40 метров, в целом либо отдельные ее пропластки, окрашены не в серый и зеленый, а в желтый и коричневый цвета. Размыв пестрых глин осуществлялся турбидитными потоками с бортов абиссальных холмов, гор и тектонических уступов.

Таким образом, горизонт пестрых, немых глин фиксирует в разрезе продолжительный этап (до 80 млн. лет) терригенного с очень низкой скоростью (менее 0,5 м в млн. лет) осадконакопления. В отличие от красных глубоководных глин, выходящих на дно в центральных частях Тихого океана, пестрые глины по материалам бурения не содержат фауну и железомарганцевых конкреций, хотя имеют сходный состав, цвет и также характеризуются низкими скоростями осадконакопления. Поэтому бытующее сейчас представление о глубоководном генезисе этих осадков является далеко не бесспорным.

It was shown that the sedimentary cover late Cenozoic part represented from the deep sea drilling data by a thin interbedding of terrigenous, biogenic and volcanogenic sediments was mainly formed by the near-bottom turbidity flows against the background of intensive consolidated deformations of basaltic basement.

А.А. Петрова, И.М. Демина, Л.А. Баткова

(СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург, E-mail:petrova@rambler.ru)

Неоднородности строения земной коры Средиземноморья по результатам анализа измерений геомагнитного поля

A.A. Petrova, I.M. Demina, L.A. Batkova

(SPbF IZMIRAN, Russian Academy of Sciences, St.Petersburg)

Inhomogeneities of the Earth's crust structure of the Mediterranean on the base of results of the geomagnetic field measurement analyze

Целью данной работы является изучение особенностей глубинного строения Средиземного моря на основе анализа структуры компонент геомагнитного поля. Работа направлена на исследование характера распределения магнитных и слабомагнитных неоднородностей земной коры Средиземноморья. Это дает основу для уточнения геофизического моделирования литосферы сложнопостроенного внутреннего моря бассейна Атлантического океана с учетом латеральных и вертикальных закономерностей распределения намагниченности пород.

За последние годы накоплен значительный опыт по созданию модели глубинного строения земной коры Средиземноморья по сейсмическим данным. В данной работе в качестве исходных данных использованы наблюдательные значения модуля и компонент геомагнитного поля, измеренные вдоль протяженных галсов 1966–1967 г.г. на немагнитной шхуне «Заря» в рамках международного проекта [1-2] (рис. 1).

Расчеты глубин залегания верхних кромок магнитоактивных тел для морей Альборан, Балеарского, Тирренского, Ионического показали, что положение верхних кромок соответствует глубинам залегания кровли кристаллического фундамента этих акваторий, полученным по сейсмическим данным, и вулканам, погребенным под толщей осадков [3-4].

Однако слабомагнитные и немагнитные геологические образования осадочного чехла и фундамента, а также породы, потерявшие намагниченность в результате высокотемпературных процессов в земной коре, плохо поддаются количественной интерпретации. Это затрудняет применение магнитного поля для исследования глубинного строения земной коры, так как в верхней части коры осадочный чехол представлен слабомагнитными толщами, а в пределах средней и нижней частей коры происходят изменения магнитных свойств пород под воздействием высоких температур. Для расчленения пород осадочного чехла и картирования слабомагнитных глубинных образований нами предложена методика спектрально-пространственного анализа (СПАН) [5-6]. Спектрально-пространственное представление магнитного поля позволяет выявить как магнитные, так и немагнитные образования. Это дает возможность оценить латеральную и вертикаль-

ную неоднородности земной коры. Результаты представляются в виде геомагнитного разреза вдоль профиля (рис. 2).



Рис. 1. Расположение геомагнитных профилей в Средиземном море

Геомагнитный разрез позволяет оценить степень вертикальной раздробленности и горизонтальной расслоенности осадочного чехла и фундамента на основе изменчивости магнитных свойств горных пород и зависимости параметров спектральной структуры магнитного поля от глубины залегания тел [5-7]. Магнитные образования проявляются в виде областей максимумов, а слабомагнитные породы в виде областей минимумов на соответствующих участках профиля. Благодаря этому создается возможность увидеть относительное распределение намагниченности между разными комплексами пород, осуществить литолого-стратиграфическую идентификацию маркирующих горизонтов и сопоставить их местоположение с положением маркирующих горизонтов на сейсмических разрезах, т.е. оценить скоростные, плотностные и магнитные характеристики пород отдельных горизонтов. Например, кровля кристаллического фундамента, зафиксированная по скоростям $V_r=5,5-6,5$ км/с, в Альборанской, Балеарской, Тирренской и Ионической впадинах и в море Леванта [5] совпадает на геомагнитных разрезах с глубиной залегания кровли магнитоактивных пород фундамента, а сейсмические границы раздела со скоростями $V_r=6,5-7,1$ км/с внутри фундамента приурочены к чередованию слоев, отличающихся по намагниченности (рис. 2).

По результатам СПАН вертикальной компоненты Z геомагнитного поля построено два глубинных разреза через Средиземное море (рис. 1). Длина профилей и детальность морской съемки позволили провести расчеты для интервала глубин от 0.5 до 40 км с погрешностью 10–15%.

Профиль 1 пересекает главные надпорядковые геоструктуры акватории: область Западно-Средиземноморского опускания и Восточно-Средиземноморскую плиту, разделенные отрезком альпийской складчатой области в пределах акватории Тирренского моря (рис. 2).

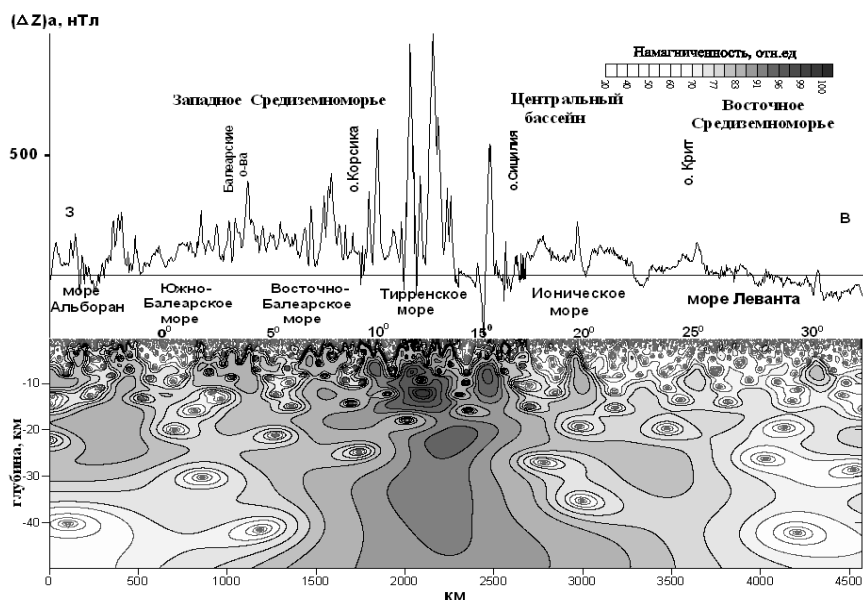


Рис. 2. Геомагнитный разрез в Средиземном море по профилю №1

На разрезе профиля 1 отчетливо выделяются мегаблоки Альборанский, Восточно-Балеарский, Тирренский, Центрально-Ионический и Левантийский, земная кора которых отличается различной насыщенностью магнитоактивными магматическими телами (рис. 2). Блок Африкано-Сицилийского порога, ограниченный глубинными разломами, представлен на разрезе профиля 2 (рис. 3). Характер сочленения мегаблоков отражает своеобразие глубинного строения зон тектонических нарушений, проявляющихся в виде вертикальных и наклонных контрастных контактов пород разной намагниченности. В котловинах Западного и Центрального бассейнов, где по сейсмическим данным граница Мохо залегает на глубине 17-20км, вертикальная неоднородность по геомагнитным разрезам просматривается до глубины 8-15км, но в зоне Африкано-Сицилийского порога, где граница Мохо находится на 38км, разломные зоны прослеживаются до низов коры (рис. 3).

Несмотря на насыщенность земной коры Средиземного моря магматическими образованиями, начиная с глубины $H=8-10$ км, происходит смена вертикальной раздробленности на горизонтальную слоистость магнитных и слабомагнитных горизонтов, т.е. появляется слоисто-блоковое строение литосферы в виде латеральной расслоенности.

Кроме того, в котловинах Балеарского моря и моря Леванта нами выделены особые зоны, внутри которых идет чередование слабомагнитных слоев

с немагнитными линзами, начиная от кровли фундамента до низов земной коры (рис. 2, 3). В мантии Балеарской впадины по сейсмическим данным установлены обширные зоны пониженных скоростей в интервале глубин 30-60 км. По измерениям теплового поля в области Западно-Средиземноморского опускания допускается развитие «горячей» верхней мантии с залеганием астеносферного слоя на глубинах 50-60км. Поэтому можно предположить наличие здесь глубинной проницаемой зоны. В Восточном Средиземноморье астеносферный слой расположен на глубине около 100км, и выявление на обоих профилях идентичной особенности допускает наличие в море Леванта более обширной глубинной проницаемой зоны. Аналогичные особенности земной коры были обнаружены в нефтегазовых областях Северного и Баренцева морей [8].

Интерпретация по магнитометрическим данным при совместном использовании с сейсмическими материалами позволяет выявить особенности строения земной коры, уточнить природу ее среднего слоя и расширить возможности прогнозирования теплового режима, состава и состояния глубинного вещества.

Заключение

В работе приведены результаты исследования глубинного строения земной коры Средиземного моря по данным анализа магнитометрических измерений. Они показали следующее:

- в верхней части земной коры наблюдается вертикальная раздробленность до глубины $H=8-10$ км;
- в средней части земной коры фиксируется горизонтальная расслоенность, начиная с глубин 8-10 км;
- в литосфере глубоководных котловин Балеарского моря и моря Леванта выделены особые проницаемые зоны, характеризующиеся наличием сквозной системы слабомагнитных слоев, чередующихся с немагнитными линзами, начиная от кровли фундамента до низов земной коры.

1. Иванов М.М. Изучение магнитного поля Земли по результатам измерений на шхуне «Заря». // Вестник АН, 1973, № 10, с.38-48.
2. Баткова Л.А., Боярских В.Г., Демина И.М. Комплексная база данных компонент геомагнитного поля на акватории океанов по результатам съемок, выполненных на немагнитной шхуне «Заря». Геомагнетизм и Аэронавтика, 2007, т.47, № 4, стр. 571-576.
3. Маловицкий Я.П., Осипов Г.В. Аномальное магнитное поле Средиземного моря и его возможная геологическая природа // Геофиз сб. АН УССР, вып.65, 1975 г., с.37-49.
4. Москаленко В.Н. Строение земной коры Средиземного моря по сейсмическим данным. М, Наука, 1981, 110 С.
5. Петрова А.А., Колесова В.И Авторское свидетельство № 1289232 на изобретение «Способ геофизической разведки». 1986 г.

6. Мавричев В.П., Петрова А.А., Травников В.П. Расчленение осадочного чехла по аэромагнитным данным // Труды ВНИГРИ. Л. 1982 с.50-59.
7. Петрова А.А. О влиянии рельефа фундамента на спектральную структуру аномального магнитного поля континентальных и океанических регионов // Геомагнитное поле и внутреннее строение Земли. М, ИЗМИРАН, 1980, с.137-144.
8. Петрова А.А., Демина И.М. Строение нефтегазоносных зон Северного моря // Материалы XVIII Международной конференции по морской геологии 16-20 ноября, М, (в настоящем сборнике).

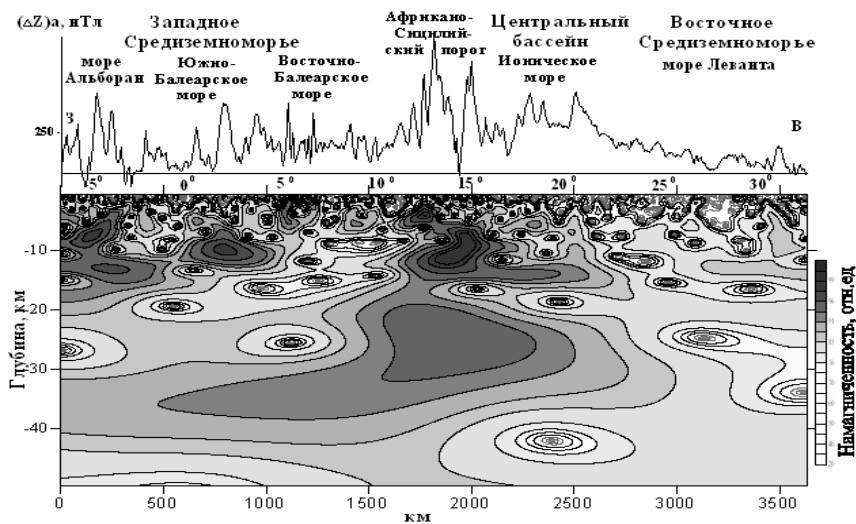


Рис. 3. Геомагнитный разрез в Средиземном море по профилю №2

Investigation of the Mediterranean structure on the base of magneto metric data shown that vertical fragmentation is observed in the upper Earth's crust up to the depth $H=8-10\text{km}$. Horizontal stratification is fixed in the middle crust from $H=8-10\text{km}$. The particular permeable zones are revealed in the Balearic and the Levante Sea up to the crust bottom.

К.В. Попов¹, Б.А. Базылев², В. П. Щербаков³, А.К. Гапеев³

(¹Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, popov@ocean.ru;

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН;

³Геофизическая обсерватория «Борок» ОИФЗ РАН, Борок)

Генезис ферримагнитных минералов в мантийных перидотитах хребта Горриндж (Северная Атлантика) и природа источников магнитных аномалий

K.V. Popov¹, B.A. Bazylev², V.P. Shcherbakov³, A.S. Gapeev³

(¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences; ²Vernadsky Institute of

Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences; ³Borok

Geophysical Observatory, Schmidt United Institute of Physics of the Earth, Russian

Academy of Sciences)

The genesis of ferrimagnetic minerals in mantle peridotites of the Gorrindge Ridge and the nature of magnetic anomalies sources

Хребет Горриндж расположен в Северо-восточной части Атлантического океана в пределах Азоро-Гибралтарской зоны разломов на границе Африканской и Евразийской плит. Хребет представляет собой вздёрнутый блок океанической коры нижнемелового возраста [1]. Коллекция изучаемых нами образцов была собрана с вершины горы Геттисберг в 7 и 12 рейсах нис «Витязь», а также из кернов двух скважин, пробуренных нис «Бавенит» на восточном и западном флангах горы. Один из основных вопросов, возникших в ходе геофизических исследований хребта Горриндж, относится к природе земной коры, на которой он был сформирован. Е. Бонатти и Дж. Хонорец относят офиолиты хр. Горриндж к океанической коре начальной стадии раскрытия Атлантики [2]. А.И. Альмухамедов, И.М. Сборщиков и Л. И. Лобковский, приводят новые данные, полученные по образцам пород в 16 рейсе нис «Академик Мстислав Келдыш» [3]. Исследование ксенолитов из базальтоидов со склонов горы Ормонд показало, что они чётко разделяются на две группы. **Первая группа** представлена изменёнными лерцолитами, пироксенитами и габбро, характеризует горизонты расслоенной серии коры Атлантического океана. **Вторая группа** ксенолитов объединяет породы, не характерные для офиолитовых комплексов. Это различные по составу гранитоиды, а также биотитсодержащие меланократовые породы. Авторы статьи делают заключение об их захвате базальтовым расплавом значительно выше зоны магмообразования. Присутствие в ксенолитах щелочных базальтов горы Ормонд гранитоидов и метаморфических пород говорит о наличии в основании хр. Горриндж фрагментов континентальной коры. Происхождение предполагаемого континентального основания хребта объясняется наличием в Азоро-Гибралтарской зоне обломка континента (Иберии или Африки) отторженного при сдвиговом смещении. Чередования

континентальных и океанических пород в пределах окраин океанов и механизм формирования смешанно-слоистой структуры коры в переходной зоне от океана к континенту рассмотрена Л.И. Лобковским [4]. Намагниченность перидотитов возникает в ходе метаморфических процессов и является кристаллизационной остаточной намагниченностью (I_{rk}). Авторами установлено, что в метаморфизованных перидотитах присутствуют две и более генерации зёрен магнетита, образовавшихся в ходе среднетемпературной метаморфической перекристаллизации и дальнейшей наложенной серпентинизации. Магнитные параметры, полученные при исследовании образцов представляют информацию об условиях кристаллизации магнетита и таким образом, опосредовано, об особенностях метаморфизма перидотитов. Петрологические и геохимические работы по изучению океанических перидотитов позволили выделить и охарактеризовать различия в мантийных источниках и обстановках магматизма для разных геодинамических регионов Мирового океана [5]. При изучении генезиса ферримагнетиков в **перидотитах** хребта Горриндж, для сопоставления магнитных характеристик, мы привлекли в наше исследование другие коллекции перидотитов. В частности мы исследовали коллекции нормальных сегментов СОХ Атлантического и Индийского океанов, перидотиты из геохимически аномального сегмента САХ разлома $15^{\circ} 20'$, а также альпинотипные перидотиты пояса Динарид в Сербии и хребта Пекулней на полуострове Чукотка. Сведения о характере метаморфизма и петрологическое описание образцов приведены в работах Б.А. Базылева [5]. Исследование магнитных свойств проводилось в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН. Рассмотрев магнитные характеристики трёх коллекций метаморфизованных океанических перидотитов и сопоставив эти данные с магнитными свойствами образцов хр. Горриндж, мы выявили различия в величинах магнитных параметров этих коллекций. **Первое**, наиболее заметное, отличие - концентрация ферримагнетиков. Наблюдается это различие в естественной остаточной намагниченности I_n , в магнитной восприимчивости χ , в намагниченности насыщения I_s . Наибольшую намагниченность имеют образцы хр. Горриндж ($I_{n\text{ ср.}} = 4.5 \text{ A/m}$), наименьшую - образцы района разлома $15^{\circ} 20'$ ($I_{n\text{ ср.}} = 2 \text{ A/m}$), океанические перидотиты имеют $I_{n\text{ ср.}} = 3.4 \text{ A/m}$. По величинам магнитной восприимчивости перидотиты хр. Горриндж также выделяются в большую сторону ($\chi_{\text{ср. (Горриндж)}} = 45 \cdot 10^{-3} \text{ ед. СИ}$, $\chi_{\text{ср. (океан)}} = 41 \cdot 10^{-3} \text{ ед. СИ}$, $\chi_{\text{ср. (15}^{\circ} 20') } = 35 \cdot 10^{-3} \text{ ед. СИ}$). Расчёт корреляции между χ и I_s привёл к несколько неожиданным результатам. Вполне значимые коэффициенты корреляции между χ и I_s океанических перидотитов ($r = 0.68$), района $15^{\circ} 20'$ ($r = 0.81$) и отсутствие корреляции для хр. Горриндж ($r = 0.23$). Дальнейшие исследования на электронном сканирующем микроскопе подтвердили расчёты корреляции χ и I_s наличием в образцах Горринджа зёрен магнетита, подвергшихся деформации, разбитых трещинами, находящихся в напряжённом состоянии. По отношению $I_{rs}/I_{s\text{ ср.}} = 0.21$ (минимальное значение 0.12), параметрам $H_{cr} = 25.6$

мТл, $Q = 2.6$ в образцах хр. Горриндж практически нет крупных многодоменных зёрен. Таким образом, мы наблюдаем кажущееся противоречие между относительно высокой ССМ и отсутствием крупных зёрен магнетита. Это противоречие можно объяснить тем, что крупные зерна, образовавшиеся в ходе среднетемпературного метаморфизма, в дальнейшем, в процессе сдвигового смещения земной коры, деформировались и были разбиты на несколько более мелких блоков, близких по своему размеру к псевдооднодоменным. Различие петромагнитных характеристик коллекции перидотитов хребта Горриндж по сравнению с образцами срединно-океанических хребтов поставили вопрос об их происхождении и особенностях метаморфизма. Представляют исследуемые перидотиты океаническую или субконтинентальную литосферную мантию? Магнитные исследования серпентинитов, проведённые Б. Линертом и К. Василевски [6], а также Е. Назаровой [7], выявили заметные различия в гистерезисных характеристиках океанических и континентальных образцов. Континентальные серпентиниты содержат многодоменные зерна магнетита правильной формы, оптически гомогенные. Океанические серпентиниты, в противоположность континентальным, имеют малые однодоменные, дискретные зёрна с неровными краями, испещренные небольшими прожилками. Соответственно, H_c не превышает 5.5 мТл для континентальных серпентинитов, а для океанических составляет 10-30 мТл. В случае с перидотитами хр. Горриндж, главная мода на гистограмме H_c , лежит в пределах 10-15 мТл, отличаясь от океанических перидотитов, где большинство образцов имеет $H_c \geq 15$ мТл. Таким образом, магнетит в образцах хр. Горриндж представляет конгломерат ферромагнитных частиц псевдооднодоменного размера. Причины установленных выше различий между петромагнитными характеристиками серпентинитов хр. Горриндж и серпентинитами срединно-океанических хребтов, связаны с разницей в геодинамических обстановках метаморфизма пород (в ходе которого они и приобретали намагниченность). Петрографические и петрохимические исследования перидотитов хребта Горриндж показали, что они содержат первичные низкотитанистые шпинелиды с хромистостью ($Cr/(Cr+Al)$) 0.16-0.35, что позволяет охарактеризовать их как реститовые шпинелевые лерцолиты и клинопироксеновые гарцбургиты. Реликты клинопироксена как в шпинелевых, так и в плагиоклазовых перидотитах характеризуются высокой магнизиальностью (91.8-93.6) и низкими содержаниями титана (0.11-0.13 масс.% TiO_2) при довольно высоких содержаниях глинозема (3.5-5.6 масс.%), **что не позволяет** считать плагиоклазовые перидотиты хр. Горриндж кумулятивными. Фактически пока удастся установить лишь два отличия в характере метаморфизма перидотитов хр. Горриндж по сравнению с перидотитами срединно-океанических хребтов. **Первое отличие** заключается в присутствии в перидотитах хр. Горриндж кальцита в пределах баститовых псевдоморфоз, структурно равновесного с серпентинитом. Вообще, в перидотитах срединно-океанических хребтов доминирую-

щим карбонатным минералом является арагонит . **Океанические арагониты** практически не содержат магния, а примеси железа и марганца не превышают 0.12 масс. % FeO и 0.05 масс. % MnO. В исследованных кальцитах из перидотитов хр. Горриндж содержится 0.10-0.15 масс. % FeO и 0.15-0.45 масс. % MnO. В океанических перидотитах кальцит встречается нечасто. **Второе отличие** заключается в том, что перидотитам хр. Горриндж, по данным работы В.В. Матвеевкова и А.И. Альмухамедова [8], свойственны довольно высокие отношения MgO/SiO_2 , несмотря на почти полную серпентинизацию пород и выветривание. Известно, что перидотиты срединно-океанических хребтов претерпевают вынос магния из пород как в ходе серпентинизации, так и в ходе выветривания. Тем не менее, перидотиты хр. Горриндж по содержанию магния скорее соответствуют свежим офиолитовым перидотитам, чем шпинелевым перидотитам срединно-океанических хребтов. Оба эти отличия, таким образом, свидетельствуют о несколько более изохимичном характере серпентинизации перидотитов хр. Горриндж по сравнению с перидотитами срединно-океанических хребтов. В общем, это характерно для перидотитов, серпентинизация которых, по данным С.А. Силантьева, протекала при относительно пониженном отношении вода/порода [9]. Таким образом шпинелевые перидотиты хр. Горриндж, представляя субконтинентальную литосферную мантию Иберийской континентальной окраины. Образование магнетита в ходе метаморфизма в перидотитах хр. Горриндж проходило в несколько этапов и носило регрессивный характер. Возможная температура приобретения намагниченности, определенная по магнитным данным, 450-550° С. Некоторые из крупных зёрен магнетита подверглись деформации, во время изменения относительного движения между Евразийской и Африканской плитами. Следующий этап метаморфизма наступает с понижением температуры и прохождением процессов серпентинизации перидотитов. Проведённые нами исследования объясняют результаты анализа аномального магнитного поля над хребтом Горриндж, которое характеризуется резкой расчленённостью и высокой интенсивностью локальных знакопеременных аномалий с амплитудой более 700 нТл и периодом 1.0 - 1.5 км.

Настоящее исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты №07-05-01118-а, №08-05-00080-а.

1. Prichard H.M. and Mitchell J.G. K-Ar data for the age and evolution of Gettisburg bank, North Atlantic ocean // *Earth and Science Letters*. 1979. № 44.
2. Bonatti E., Honnorez J. Nonspreading crustal bloks at the Mid-Atlantic Ridge // *Science*. 1971. Vol. 174. № 4016.
3. Альмухамедов А.И., Сборщиков И.М., Лобковский Л.И. Новые данные о строении хребта Горриндж, северная Атлантика // *Докл. АН СССР*. 1989.
4. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции, и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988.

5. Базылев Б.А., Силантьев С.А., Кононкова Н.А. Метаморфизм гипербазитов в океанической коре // Магматизм и тектоника океана (Проект "Литос"). М.: Наука, 1990. С. 296-318.
6. Linert B.R., Wasilewski P.J. A magnetic study of the serpentinization process at Burro Mountain, California // *Earth and Planetary Science Letters*. 1979. № 43.
7. Nazarova E.A., J. Wasilewski P.J., Dick H.J.B. Magnetic Study of Serpentinized Harzburgites from the Islas Orcadas Fracture Zone // *Marine Geophysical Research*. 2000. V. 21. № 5. P. 475-488.
8. Матвеенков В.В., Альмухамедов А.И. Состав ультрабазитов банки Горриндж (Атлантический океан) // *Геохимия*. 1994. № 4.
9. Силантьев С.А., Мироненко М.В., Базылев Б.А., Семенов Ю.В. Метаморфизм, связанный с гидротермальными системами срединно-океанических хребтов: опыт термодинамического моделирования // *Геохимия*. 1992. № 7. С. 1015.

The detailed information on structure, concentration, and temperatures of formation of magnetic minerals compounding peridotites is presented for the purpose of determination of conditions of different metamorphisms. Investigation of magnetic and petrographic characteristics of the Gorrindge Ridge located in the East part of Atlantic ocean was the main purpose of this study. Peridotites of Gorrindge Ridge differ from those of other collections by a number of magnetic parameters. According to our findings, peridotites of Gorrindge Ridge, most likely, represent Iberia margin of continental lithosphere. Results of this study explain the existence of fine space structure of anomalous magnetic field over Gorrindge Ridge.

**Д.В. Рябчук¹, К.К. Орвику², Л.Л. Сухачева³,
М.А. Спиридонов¹**

(¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ), С.-Петербург, Daria_Ryabchuk@vsegei.ru;
²Таллиннский Университет, Таллинн, kaarelorviku@hotmail.ee; ³Научно-исследовательский институт космоаэрометодов в геологии (НИИКАМ), С.-Петербург, sukhacheval@mail.ru)

Береговая зона восточной части Финского залива: ретро-спективный анализ состояния и механизмы развития

**D.V. Ryabchuk¹, K. Orviku², L.L. Sukhacheva³,
M.A. Spiridonov¹**

(¹A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St.Petersburg; ²University of Tallinn, ³Institute of Remote Sensing Methods for Geology (NIIKAM), St.Petersburg)

Coastal zone of the Eastern Gulf of Finland: retrospective analysis of geological environment, tendencies of development and driving forces

Согласно принятой классификации [1] в восточной части Финского залива (в пределах Российской Федерации) к *группе берегов, сформированных субэразальными и тектоническими процессами и мало измененных морем*, относится северный берег залива (от государственной границы до п-ва Киперорт). Берега на остальном протяжении залива относятся к группе *берегов, сформированных преимущественно волновыми процессами*, и за исключением небольших по протяженности участков *выровненного абразионного берега* (м.Флотский – м.Песчаный), *выровненного аккумулятивного берега* (от пос.Солнечное до Сестрорецка и в восточной части Нарвского залива) и *техногенного* (в Невской губе), могут быть отнесены к типу *выравнивающихся абразионно-аккумулятивных бухтовых*.

Северный берег Финского залива, относящийся к шхерному типу сложен коренными породами (граниты Выборгского массива). Береговая зона характеризуется обилием островов и узких заливов, изрезанной береговой линией, крайне слабой морфо- и литодинамикой. Широким распространением здесь пользуются такие формы рельефа, как друмлины, «бараньи лбы», «курчавые скалы» и валунные банки. В Выборгском заливе и мелких заливах второго порядка, особенно в их кутовых частях, блокированных островами и мысами от волнения, создаются застойные условия, на подводном береговом склоне развивается водная растительность, что способствует накопления алевро-пелитового материала.

Абразионный моренный (валунный) подтип наиболее широко распространен в рассматриваемой береговой зоне и развит одинаково широко как на северном, так и на южном побережьях. Данный подтип выделяется, как правило, на выступающих в море участках берега (достаточно протяженных

или локальных (мысах)). Как на берегу, так и на подводном береговом склоне в результате интенсивных процессов размыва морены образуется валунно-галечная отмостка (бенч), препятствующая дальнейшему размыву. Для большинства районов Финского залива характерен невысокий уступ размыва (около 1 м). Наибольшей высоты (до 30 м) активные абразионные уступы достигают в южной береговой зоне в районе форта Красная Горка. По периферии Кургальского полуострова, в Лужской (к западу от мыса Колгомпя) и Копорской губах наблюдается зарастание валунного бенча водной растительностью.

Наибольшие по протяженности песчаные пляжи расположены в Нарвском заливе (около 20 км) и в районе г. Сестрорецка (12 км), а также в Лужском и Копорском заливах. Кроме того, локальные песчаные пляжи развиты в небольших бухтах по всему периметру залива. Однако на значительном протяжении сформировавшиеся ранее песчаные пляжи в настоящее время испытывают процессы размыва. Это относится, в частности, к зоне песчаных кос в районе пос. Лебяжье – Большая Ижора. Берега Невской губы на значительном протяжении изменены техногенными процессами.

Интенсивность абразии берегов восточной части Финского залива неодинакова. Как участки северного берега, относящиеся к шхерному типу, так и берега крупных заливов южного берега – Копорской и Лужской губ – относительно стабильны. В то же время в наиболее ценных в рекреационном отношении участках береговых зон (Курортный район Санкт-Петербурга, Невская губа, южный берег в районе пос. Большая Ижора), выявлено преобладание процессов абразии и отступления береговой линии. В Курортном районе локальные зоны аккумуляции и выдвижения берега наблюдаются лишь в устьевых участках небольших водотоков – р. Приветная и Смолячкова ручья. Большинство участков береговой зоны, где берег стабилен, связано с выходами ледниковых отложений (морены), бронированными валунным бенчем.

Развитие морфо- и литодинамических процессов в береговой зоне восточной части Финского залива характеризуется цикличностью. На протяжении последних 50 лет можно выделить два периода резкой активизации абразионных процессов. Первый из них приходится на 1970-1980-е годы. Во время ураганных штормов 1975, 1982, 1983, 1985 и 1986 гг. песчаные пляжи Нарвского залива были размывы на значительном протяжении. Абразия затронула подножие авантюна. В период с 1970-х по конец 1980-х гг. ширина песчаных пляжей западнее пос. Лебяжье уменьшилась на 25-30 м, а у пос. Б.Ижора на 60-70 м, при этом были частично размывы сформировавшиеся здесь ранее песчаные аккумулятивные косы – в первом случае на протяжении 230 м, во втором – 300 м. В поселке Лоцманское селение в результате абразии был разрушен дом [2]. Значительные размывы наблюдались и в северной береговой зоне. В районе пос. Комарово к 1987 г. песчаный пляж сузился до 20-25 м, абразионный уступ затронул прогулочную

дорожку, расположенную в непосредственной близости от Приморского шоссе. В 1988 году на участке Комаровского пляжа длиной 430 м и шириной 50 м была произведена экспериментальная отсыпка песка объемом 32250 м³, что на длительный период улучшило состояние берега.

Второй пик активности абразии отмечается в настоящее время (со второй половины 2000-х годов).

В ходе исследований ВСЕГЕИ 2000-2009 гг. в береговой зоне восточной части Финского залива и анализа материалов предыдущих десятилетий (в том числе данных аэрофото- и космосъемки) установлены основные закономерности литодинамических процессов и выявлены участки берегов, подверженных интенсивной абразии, в том числе в пределах рекреационных зон (Курортный район Санкт-Петербурга, Невская губа, участок берега у пос. Большая Ижора). В Курортном районе средние скорости отступления берега по данным анализа материалов дистанционного зондирования в период с 1990 по 2005 г. составляют 50 см/год, максимальные – 2 м/год. Максимальное отступление берега в период с 1990 по 2005 г. (до 35-40 м), установлено на отдельных участках пляжей в пос. Серово, Ушково и Комарово. Интенсивный размыв отмечен также на ряде участков северного берега Невской губы (величина отступление берега в пос. Лисий Нос и в пос. Ольгино достигает 20-25 м с период с 1990 по 2005 гг).

Проведенные исследования позволили выявить природные и техногенные факторы, обуславливающие развитие и активизацию абразионных процессов. В ряду природных (режимообразующих) факторов могут быть выделены как геологические, так и гидрометеорологические.

В северной береговой зоне (Курортный район) развитию деструктивных процессов благоприятствует рельеф подводного берегового склона и прочностные свойства отложений, слагающих береговую зону (морена, ледниково-озерные, озерные и морские пески и глины верхнего плейстоцена - голоцена). Исследования прибрежных мелководий Курортного района (от м. Лаутаранта до пос. Солнечное) показало преобладание валунно-галечных отложений на большей части исследованной площади, что является индикатором дефицита наносов. Вдоль северного берега залива выявлена подводная терраса, площадка которой расположена на глубинах 3-5 м, подножие – 8-12 м. Рельеф поверхности террасы осложнен песчаными валами и ложбинами, расположенными под углом к берегу. Сравнение результатов промеров 2005-2008 гг. с батиметрическими картами 1980-х годов позволило установить, что мористый край террасы размывается и отступает в сторону берега. Напротив Зеленогорска размыв подводной террасы достигает максимума. Пятиметровая изобата проходит здесь в настоящее время на расстоянии менее 500 м от береговой линии. Далее к западу поверхность террасы постепенно становится более выровненной, а уступ более резким. Напротив устья реки Черная (Рощинка) терраса является практически ненарушенной [3].

Вдоль бровки террасы (на глубинах 8-12 м) выявлены подводные эрозионные ложбины. Повторные измерения показали, что эти образования при чрезвычайно малой относительной глубине (30-50 см) – достаточно устойчивы во времени. На дне ложбин формируются четкие серии знаков ряби (высота валиков до 20 см, расстояние между гребнями от 50 см до 1 м, знаки ряби расположены перпендикулярно направлению ложбин). Поверхность подводной террасы и дно залива около ее подножия покрыты мелко-среднезернистыми - крупно-среднезернистыми песками, валики ряби сложены более грубым материалом (крупно-грубозернистые пески). Вероятно, по подводным ложбинам происходит компенсационный отток воды после нагонов и перемещение осадочного материала от берега к морю.

Напротив пос. Солнечное сугубое мелководье имеет ширину лишь 500-600 м, далее угол склона резко возрастает, глубины увеличиваются до 5 и более метров. На мелководье развиты типичные аккумулятивные волновые образования - хорошо сортированные мелкозернистые пески. Изменение экспозиции береговой линии обуславливает разгрузку здесь потока наносов, однако, часть поступающих на данный участок песчаных осадков «сваливается» к подножию подводного уступа, где развиты пески аналогичного гранулометрического состава. Таким образом, поступающий сюда с потоком наносов песчаный материал не идет на наращивание песчаного пляжа.

К негативным техногенным факторам, отрицательно воздействующим на устойчивость берегов, относятся отсутствие современной эффективной системы берегозащиты и произвольные меры по берегоукреплению, принимаемые владельцами объектов береговой инфраструктуры.

Причины активных абразионных процессов в южной береговой зоне менее очевидны. Берег здесь на значительном протяжении представлен формирующимися на протяжении позднего голоцена сложно построенными песчаными аккумулятивными телами (сложными косами). Поверхность дна прибрежных мелководий покрыта слоем песков мощностью от 20-30 см (покровные пески) до 2 и более метров (прибрежные песчаные террасы), что исключает из основных факторов размыва берегов характерное для северной береговой зоны явление дефицита наносов. Подводный береговой склон крайне отмельный. Конфигурация береговой линии на участках наибольших размывов препятствует прямому воздействию наиболее сильных западных и юго-западных штормов. Подводная добыча песков на морском месторождении «Лондонская отмель» в 1990-е годы не проводилась. Тем не менее, берег на данном участке интенсивно разрушается.

Активность литодинамических процессов характеризуется сезонной цикличностью, а также связана с многолетними трендами изменения гидрометеорологических факторов. В связи с наблюдающейся тенденцией к потеплению в зимний период и поздними датами установления ледового покрова, можно прогнозировать увеличение повторяемости экстремальных размывов берегов при подъеме уровня и штормах западных направлений.

Таким образом, в ходе исследований ВСЕГЕИ выявлены основные геологические, геоморфологические и гидрометеорологические факторы, способствующие проявлению и активизации абразионных процессов в береговой зоне восточной части Финского залива.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-01023 и 09-05-00303-а.

1. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам физико-географического Атласа Мира) // Тр. Океаногр. Комисии АН СССР. М.: изд-во АН СССР, 1961. Т. XII. С. 94-108.
2. Орвику К., Гранэ О. Современные берега. В кн.: Геология Финского залива/ Под редакцией А.Раукаса и Х.Хюваринена. Таллинн: изд-во АН Эстонии, 1992. 422 с.
3. Рябчук Д.В., Спиридонов М.А., Сухачева Л.Л., Жамойда В.А., Нестерова Е.Н. Рельеф, геологическое строение и экзогенные геологические процессы береговой зоны Курортного района Санкт-Петербурга // Региональная геология и металлогения, 2008, № 36, с. 109-120.

The investigations allowed to reveal the distribution of eroded (retreated) and stable parts of the coastal zone of the Eastern Gulf of Finland within the Kurortny District, the Neva Bay, southern coastal zone to the east of Lebyazhye village. The rates of the shoreline retreat were defined on base of the remote sensing data analysis and field observations. The main natural and anthropogenic reasons of coastal erosion intense were studied.

Т.Е.Седышева, М.Е.Мельников

(ГНЦ «Южморгеология», Геленджик, e-mail: tatsed@mail.ru)

Особенности геоморфологического строения гайотов Магеллановых гор Тихого океана

T.E. Sedysheva, M.E. Melnikov

(SSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia)

Peculiarities of geomorphological structure the Magellan Mountains guyots of the Pacific Ocean

С 2000 г. силами ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» на НИС «Геленджик» проводится изучение Магеллановых гор Тихого океана. За этот период проведена съемка всех гайотов многолучевым эхолотом Simrad EM-12 S-120, получены батиметрические, сонарные и карты уклонов морского дна. Выполненная батиметрическая съемка позволила получить адекватные представления о строении рельефа дна. Установлено, что Магеллановы горы состоят из 15 крупных структур с плоской вершиной (гайоты), остальные горы островершинные и имеют меньшие площади оснований. Данные по морфологии рельефа дна, в совокупности с результатами геофизических исследований и геологического опробования, позволили выделить в цепи Магеллановых гор два основных звена: западное и восточное, граница между которыми проведена по проходу, соединяющему впадину Сайпан и котловину Пигафета, между гайотами Паллада и Федорова.

Западное звено ориентировано широтно. Выделяются три линии, по которым расположены основные горные сооружения. *Северная* объединяет гайоты Говорова, Вулканолог и Коцебу, *на центральной* лежат гайоты Скорняковой, Гордина, Ильичева и Альба, *к южной* относятся гайоты Пегас, Паллада и ряд более мелких подводных гор. Большая часть построек западного звена соответствует классическим представлениям о гайотах, т.е. они обладают изометричными или овальными основаниями, имеют явно выраженные вершинные плато, покрытые рыхлыми осадками, выпукловогнутый профиль склонов. Более сложной, неправильной морфологией, характеризуются гайоты северной линии звена – Говорова и Коцебу. Они обладают сложными ломаными очертаниями, осложнены многочисленными отрогами и сателлитными постройками, склоны различных экспозиций характеризуются различными признаками.

Восточное звено ориентировано меридионально и включает гайоты (с севера на юг) – Федорова, Ита-Май-Тай, Геленджик и Бутакова, а также осложняющий участок, в который входят гайот Грамберга на севере и Затонского на юге. Все гайоты восточного звена, за исключением небольшого гайота Затонского, характеризуются резкими угловатыми очертаниями, формы основания – неправильные многоугольники, нередко с входящими углами.

Проведенные исследования позволили детально охарактеризовать морфологические особенности гайотов (табл.1).

Основания гайотов проявлены в восточной части на глубинах от 5100 до 5700 м, в юго-восточной – до 5900 м. Размеры оснований варьируют от 48 x 41 до 190 x 180 км, а площади - от 1600 до 15 000 км². Гайоты по площади основания разделены на три группы: *небольшие* (до 4 000 км²), *средние* (от 4 000 до 8 000 км²) и *крупные* (более 8 000 км²). К *первой* группе относятся гайоты Затонского, Геленджик, Вулканолог и Грамберга. Они расположены в восточном звене, кроме гайота Вулканолог, принадлежащего северной широтной линии западного звена. Во *вторую* группу входят гайоты центральной (Гордина, Скорняковой, Ильичева) и южной (Пегас) части западного звена, а также гайот Ита-Май-Тай, относящийся к восточному звену. В *третью* группу, самых крупных по площади, входят гайоты из обоих звеньев цепи: Говорова и Коцебу (северной части), Альба (центральной) и Паллада (южной) западного звена, Федорова и Бутакова – восточного.

Контуры вершинных поверхностей в целом повторяют форму оснований. Плато представлены субгоризонтальными или пологонаклонными поверхностями с уклонами от 0° до 2°, лишь в пределах бровки крутизна возрастает до 4-5°. В *западном* звене у большинства гайотов вершинная поверхность находится в интервале глубин 1400-1600 м, кроме г. Говорова, где она расположена на глубине около 2000 м. У гайотов *восточного* звена положения вершинных плато закономерно понижаются с севера на юг от 1500 м на восточной постройке г. Федорова до 2650 м на г. Бутакова. Размеры и площади вершинных поверхностей изменяются от 7 x 6 км (37 км²) на одном из небольших гайотов (Вулканолог) до 79 x 53 км (3650 км²) на самом крупном гайоте Говорова.

Минимальные отметки над гайотами (их наивысшие точки) в большинстве случаев находятся в интервале 1200-1300 м. Наименьшая глубина для Магеллановых гор в целом зафиксирована над одним из вершинных куполов гайота Альба и составляет 551 м. Над западной вершиной гайота Федорова максимальная отметка данного параметра составила 1425 м.

Склоны имеют выпукло-вогнутый профиль. Выпуклыми являются верхние части, расположенные за бровкой вершинной поверхности. Они приурочены к батиметрическому интервалу 1800 - 2600 м, уклоны составляют более 20°. Вогнутыми они становятся на участках перегиба склона на глубине 3000-3500 м, после чего идет выполаживание до 8-2°.

В целом, наиболее пологие поверхности с уклонами менее 4° на гайотах *западного* звена занимают 30-40 % площадей, что, в большинстве случаев, связано с хорошо проявленными вершинными плато и, вероятно, более низкой осложненностью мезоформами. Исключениями являются гайоты Вулканолог и Пегас, где уклоны менее 4° занимают немногим менее 30 %. На гайотах *восточного* звена такие поверхности в основном занимают 20-30 %

площадей, кроме гайотов Федорова (18 %) и Затонского (13 %).

Наиболее крутые поверхности (более 20°) занимают на гайотах *восточного* звена 20-30 % площадей, а *западного* - 10-20 % , что в целом показывает более широкую распространенность крутых склонов на востоке.

Осложняющие мезоформы. На гайотах обоих звеньев в разной степени развиты осложняющие мезоформы как линейные (отроги, гребни, уступы, ложбины), так и площадные (сателлитные постройки, террасы, вулканические конуса и купола), развитые как на вершинных поверхностях, так и на склонах и подножьях. Наиболее хорошо статистическому учету поддаются вулканические мезоформы. Они отражают сложный, многостадийный характер образования горных сооружений, и их количество сильно варьирует – от нескольких десятков до сотни и более на одном горном сооружении. Это позволило провести их частотный анализ. Для возможности сравнения развития вулканических структур, их количество нормировано на 1 тыс.км² площади.

Наиболее широко конуса и купола развиты на крупных гайотах Говорова и Коцебу западного звена (более 22 построек на тыс.км²) и Бутакова (16.4 на тыс.км²) восточного. Максимальное значение параметра для всей цепи Магеллановых гор - 24 постройки на 1 тыс.км² отмечено на небольшом гайоте Геленджик восточного звена. Минимальным значением параметра характеризуется также небольшой гайот Грамберга восточного звена - 1.5 постройки на тыс.км². Низкие значения показателя (менее 4 на тыс.км²) отмечены также на гайотах Ильичева и Затонского.

Проведенное исследование показало, что гайоты, принадлежащие цепи Магеллановых гор в целом обладают сходными морфологическими характеристиками. В то же время по целому ряду параметров имеют место определенные различия, достаточно отчетливо проявленные на гайотах западного и восточного звеньев Магеллановых гор.

Study of geomorphology structure the Magellan Mountains guyots based on the results of sonic depth sounder. Were acknowledge the common regularity of typical structure for the Magellan Mountains guyots, and also were discover individual features.

Таблица 1. Характеристика горных сооружений Магеллановых гор

Гайоты	Основание		Вершина		Распределение уклонов, %							Количество вулканических мезоформ на тыс.км ²
	уровень, м	размеры в контуре, км площадь, км ²	уровень бровки, м	размеры в контуре, км площадь, км ²	менее 4°	от 4° до 7°	от 7° до 10°	от 10° до 15°	от 15° до 20°	от 20° до 25°	свыше 25°	
Говорова	5200-5400	190 x 180 15 000	от 2000 до 2400	79x53 3650	39	18	12	13	8	5	5	22.1
Вулканолог	5175	62 x 52 2600	от 1300 до 1400	7 x 6 37	28	18	11	13	11	9	10	13.5
Скорняковой	3800 (5700)	91 x 64 4500	от 1500 до 1900	54 x 34 1100	32	14	11	14	11	8	10	11.8
Гордина	3700 (5700)	88 x 55 4200	от 1400 до 1800	57 x 24 1100	35	12	10	15	11	8	9	9
Пегас	5000-5200	77 x 70 5200	от 1450 до 1575	36 x 20 690	26	19	14	16	11	7	7	8.7
Ильичева	5600-5800	88 x 86 7100	от 1600 до 1800	56 x 50 2400	39	13	10	14	10	7	7	3.1
Коцебу	5100-5500	115 x 95 10 000	от 1500 до 1600 от 1400 до 1600	29 x 21 320 20 x 17 180	37	21	11	12	8	6	5	22.3
Альба	5100-5600	126 x 88 12200	от 1400 до 1500	46 x 35 1100	30	19	12	14	10	8	7	14.5

Продолжение табл. 1

Гайоты	Основание		Вершина		Распределение уклонов, %							Количество вулканических мезоформ на тыс.км ²
	уровень, м	размеры в контуре, км площадь, км ²	уровень бровки, м	размеры в контуре, км площадь, км ²	менее 4°	от 4° до 7°	от 7° до 10°	от 10° до 15°	от 15° до 20°	от 20° до 25°	свыше 25°	
Паллада	5300	$\frac{130 \times 110}{9500}$	от 1600 до 1700	$\frac{70 \times 40}{2000}$	35	19	12	14	9	5	6	5.1
Федорова	5500-5600	$\frac{121 \times 58}{5800}$	от 1500 до 1750	$\frac{80 \times 30}{1500}$	18	15	13	18	13	10	13	11.1
		$\frac{80 \times 65}{4800}$	от 1300 до 1600	$\frac{37 \times 18}{620}$								
Грамберга	5800	$\frac{66 \times 58}{3500}$	от 1225 до 1575	$\frac{31 \times 19}{410}$	22	17	12	16	11	9	13	1.5
Ита-Май-Тай	5900	$\frac{106 \times 58}{5600}$	от 1600 до 2225	$\frac{72 \times 21}{1510}$	22	13	12	19	13	10	11	5.5
Геленджик	5900	$\frac{46 \times 45}{2000}$	от 2100 до 2425	$\frac{18 \times 25}{445}$	22	13	12	19	13	10	11	24.0
Затонского	5500	$\frac{48 \times 41}{1600}$	от 1400 до 1500	$\frac{12,5 \times 13}{125}$	13	11	10	18	16	15	17	3.8
Бутакова	5000	$\frac{160 \times 55}{8800}$	от 2500 до 3000	$\frac{112 \times 31}{3290}$	27	20	13	15	11	7	7	16.4

В.Н. Сеначин¹, А.А. Баранов²

(¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; ²Институт Физики Земли им. О.Ю Шмидта, РАН, Москва)

Основные закономерности распределения плотности в подкоровой океанической и континентальной литосфере по расчетам глубины свободной поверхности мантии

V.N. Senachin¹, A.A. Baranov²

(¹Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk; ²Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Density distribution in oceanic and continental lithosphere by calculations of a free mantle surface depth

Известно, что литосфера на большей части нашей планеты изостатически скомпенсирована благодаря существованию подстилающей её астеносферы – слоя пониженной вязкости. Это позволяет нам изучать плотностные неоднородности в её мантийной части, если известно плотностное строение земной коры. Показателем таких неоднородностей может служить *свободная поверхность мантии* (СПМ) – условная вычисляемая поверхность, которую можно получить, если всю земную кору уплотнить до плотности мантии.

Изучение глубины СПМ в континентальной литосфере, проведённое М.Е. Артемьевым с соавторами [1] позволило определить, что глубина СПМ имеет тенденцию увеличиваться с ростом мощности коры. Это указывает на существование латеральных плотностных неоднородностей в литосфере под корой, величина которых пропорциональна мощности коры. Однако, причину таких латеральных вариаций плотности в мантии найти довольно трудно.

Вместе с тем, возможно иное объяснение наблюдаемой зависимости глубины СПМ от мощности коры. Плотность мантии изменяется с глубиной под влиянием нарастающих давления и температуры и, возможно, из-за изменения её вещественного состава. Это глубинное (радиальное) изменение плотности приводит к тому, что изостатический уровень вертикального положения земной коры будет неодинаков для блоков коры разной мощности.

Таким образом, на глубину СПМ оказывают влияние как латеральные, так и радиальные изменения плотности. При этом, латеральные и радиальные изменения по-разному влияют на глубину СПМ: радиальное уплотнение уменьшает глубину, а латеральное уплотнение – увеличивает, и наоборот.

Для определения причин наблюдаемой зависимости глубины СПМ от мощности коры авторы провели расчет СПМ в континентальной и океанической литосферах на основе моделей земной коры Crust 2.0 [2] и AsCrust 08 [3]. Модель земной коры Crust 2.0 несёт информацию о строении

земной коры по всей Земле на сетке с шагом $2^0 \times 2^0$, а модель AsCrust – региональная модель земной коры Центральной и Южной Азии, включающая прилегающие к ней акватории. Модель AsCrust построена на сетке $1^0 \times 1^0$ и существенно лучше подкреплена фактическим материалом.

На основе данных моделей проведено изучение распределения глубины СПМ в континентальных и океанических областях, её зависимость от возраста и мощности коры.

Результаты проведённого исследования показали следующее.

1. Глубина СПМ увеличивается с ростом мощности коры, как в континентальной, так и в океанической области.

2. Параметры зависимости глубины СПМ от мощности коры мало меняются в континентальной литосфере разного возраста.

3. Наблюдаемую зависимость глубины СПМ от мощности коры можно объяснить радиальным изменением плотности в мантии.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №08-05-99098-р_офи и гранта поддержки молодых кандидатов Фонда содействия отечественной науке.

1. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР/АН СССР. Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта. - М., 1975. - 215 с.

2. Bassin C. Laske G., Masters G. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America //EOS Trans AGU, 2000. - 81(48), Fall Meet. Suppl., Abstract F897. (<http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html>)

3. Баранов А.А. Интегральная модель коры для центральной и южной Азии – основа для геодинамического моделирования процессов в земной коре //Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» №1(26)2008

URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2008/informbul-3_2008/cw-3.pdf

Calculation of density models for the upper mantle for an explanation of observable dependence between depth of free mantle surface (FMS) and thickness of the solid crust was executed. FMS calculations was made on the base of data from Crust 2.0 and AsCrust-08 crustal models. Results of this research have shown that observable connection between depth of FMS and the thickness of the crust may be conditioned by the radial density variations in the mantle.

Сеначин В.Н.

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail geodyn@imgg.ru)

Изостазия, мощность коры и происхождение глубоководных впадин Охотского моря

Senachin V.N.

(Institute of marine geology and geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

Isostasy, crust thickness and the origin of the deep water basins of the Ohotsk Sea

Охотское море, расположенное в зоне Азиатско-Тихоокеанской активной окраины, на большей части своей площади обладает корой субконтинентальной мощности и имеет несколько глубоководных впадин, где мощность коры близка к океанической.

В вопросе о происхождении глубоководных впадин Охотского моря использовались как гипотезы "океанизации" (без растяжения земной коры), так и гипотезы растяжения – спрединг, присдвиговое растяжение (пулл-апарт), откат субдуктирующей плиты (roll-back). Рассмотрим, как процессы, описываемые данными гипотезами, проявляются в изостатическом состоянии котловин.

Все перечисленные гипотезы так или иначе сопровождаются нарушением изостатического состояния литосферы. Однако, учитывая, что нормальное изостатическое состояние восстанавливается довольно быстро, то и определить это нарушение можно лишь во время протекания процесса или сразу после его прекращения в течение нескольких сотен или тысяч лет. Наблюдаемый в Охотском море повышенный тепловой поток, и особенно высокий в глубоководных котловинах, указывает на то, что процесс преобразования коры продолжается в настоящее время. Кроме того, в задуговых регионах, расположенных над зонами субдукции, плотностные неоднородности распространяются по всей глубине тектоносферы, что находит отражение в глубинном характере изостаии, как показал автор [1]. Тем не менее, как будет показано ниже, и в этих условиях изучение изостаии дает результаты.

В отличие изостатических гравитационных аномалий, аномалии свободной поверхности мантии могут сохраняться и после изостатического выравнивания, если в мантии выше уровня изостатической компенсации остаются плотностные неоднородности химической или тепловой природы.

В моделях океанизации земной коры, где её растяжение не предусматривается, нарушение изостаии должно происходить при внедрении глубинного вещества из мантии в земную кору в виде магматических расплавов или флюидов. В гипотезе "базификации" В.В.Белоусова внедрённый расплав после застывания должен утяжелять нижнюю часть коры и отрываясь, по-

грузаться в мантию. Ранее отмечалось, что данный механизм изостатически несостоятелен и был подвергнут резкой критике со стороны ведущих советских геофизиков [2]. Более состоятельными представляются механизмы "эклогитизации" и "магматического замещения". Так или иначе, все эти механизмы должны приводить в процессе преобразования коры к увеличению нагрузки в литосфере, и, соответственно увеличению гравитационного поля. При этом должен меняться и вещественный состав мантийной части литосферы, что отразится на глубине *свободной поверхности мантии* (далее – СПМ).

В моделях преобладающего растяжения земной коры, развивающихся по механизмам пулл-апарт или roll-back должен наблюдаться недостаток масс нагрузки, что проявляется в виде отрицательных изостатических аномалий и увеличения глубины СПМ. Кроме того, следует ожидать и вариаций в мощности коры. Так, в южной части Охотского моря наблюдается тенденция увеличения глубины дна с севера на юг, что отражает закономерное сокращение мощности коры. У.П.Шелларт с соавторами [3] на результатах аналогового (физического) моделирования показал, что такая картина может получиться при асимметричном откате субдукцирующей плиты с поворотом вокруг восточного края. В этом случае наибольшая глубина (и наименьшая мощность коры) наблюдается на движущейся границе области растяжения.

В синсдвиговом растяжении (пулл-апарт) также возможно сокращение мощности коры, однако, в отличие от асимметричного отката (roll-back), в этой модели увеличения глубины и сокращения мощности коры следует ожидать в центральной осевой зоне.

В Охотском море, как и в других окраинных морях, наблюдается повышенный уровень гравитационного поля, что связано, предположительно, с наличием общего аномального уплотнения, расположенного ниже уровня изостатической компенсации. При этом глубоководные впадины характеризуются относительно пониженным уровнем изостатических аномалий. Курильская котловина в этом ряду является исключением – над ней уровень изостатических аномалий повышен до +40 мГал. Это повышение вызвано, скорее всего, гравитационным эффектом уплотнённой субдукцирующей плиты. В гравитационном поле Охотского моря также выявлена общая зависимость от мощности консолидированной коры [1]: уровень изостатических аномалий систематически понижается с уменьшением мощности коры до 19 км; далее, при мощности 9 км и менее, начинается подъём до исходного уровня. Это говорит о том, что процесс сокращения мощности коры в Охотском море происходит в условиях растяжения.

Чтобы определить направленность растяжения коры, вызванного механизмами пулл-апарт или roll-back, в глубоководных котловинах были рассчитаны азимуты максимального изменения таких характеристик, как мощность консолидированной коры, изостатические аномалии и аномалии СПМ. Для

расчета азимута проводилась аппроксимация расчетной характеристики плоскостью вида $G=Ax+By+C$, где x и y – соответственно долгота и широта, G – аппроксимирующая величина расчетного параметра, A , B , C – параметры, подбирающиеся до наименьшей величины среднеквадратического расхождения реального и аппроксимирующего значений.

Расчеты показали, что результат зависит от выбора изолинии глубины, по которой оконтуривается расчетная область впадины. Так, расчет в Курильской впадине на глубинах от 2 км и более показал линейное уменьшение мощности коры в направлении на юг-юго-запад (187°), что согласуется с моделью асимметричного отката субдукцирующей плиты У.П.Шелларта с соавторами [3]; в то же время на глубинах от 3 и более км мощность коры меняется очень слабо. По видимому, на данном участке формировалась новообразованная кора по механизму центрального или рассеянного спрединга. Во впадине Дерюгина мощность коры слабо меняется на участке с глубиной дна от 1 км, а во впадине ТИНРО – от 0,5 км и глубже.

Таким образом, на основании рассмотрения изостатических параметров Охотского моря и закономерностей изменения мощности коры можно сделать следующие выводы.

1. Наблюдаемая тенденция к понижению уровня изостатических аномалий при сокращении мощности коры в Охотском море свидетельствует скорее в пользу гипотез расширения дна бассейна, чем "океанизации" коры.

2. Общая тенденция сокращения мощности коры с севера на юг, а также юго-западное направление сокращения мощности коры в окружении Курильской котловины говорит о возможном воздействии асимметричного отката субдукцирующей плиты по механизму, предложенному У.П.Шеллартом с соавторами [3]. Сама Курильская котловина, при этом, раскрывалась путем наращивания новообразованной коры по механизму спрединга.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 08-05-99098-р_офи.

1. Сеначин В.Н. Аномалии "свободной поверхности мантии" Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами //Тихоокеанская геология. 2005. Т.24. №5. С.50-65.
2. Резанов И.А. Три возможных механизма океанизации континентальной коры //Тихоокеанская геология 1982. №4. С7-14.
3. Schellart W.P., Jessel M.W., Lister G.S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling //Tectonics. 2003. Vol.22. N 5. P.1-17.

Probable mechanisms of formation of deep-water basins of sea of Okhotsk on the basis of their parameters of isostatic location are considered. Results have shown, that: (1) formation of deep-water basins occurred in conditions of expansion; (2) "roll-back" is the most probable mechanism for the Kuril basin.

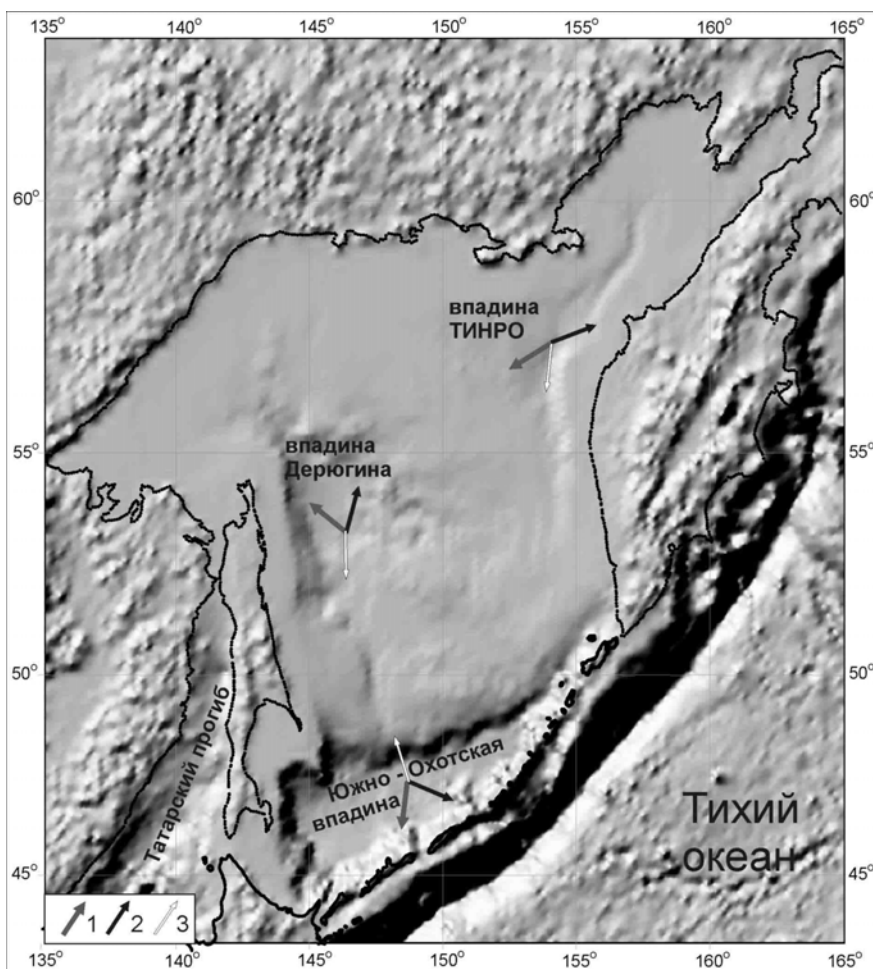


Рис. 1. Направления изменений изучаемых геолого-геофизических параметров в глубоководных впадинах Охотского моря: 1 - мощность коры (уменьшение), 2 - аномалии глубины СПМ (увеличение), 3 - изостатические гравитационные аномалии (уменьшение).

А.Ю. Сергеев

(Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, e-mail: sergeevau@yandex.ru)

Особенности направления транспортировки песчаного материала в береговой зоне Самбийского п-ова Калининградской области

A. Sergeev

(Federal Agency of Mineral Resources A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute «VSEGEI», St.-Petersburg)

Features of sand drift direction in a coastal zone of Sambian peninsula of the Kaliningrad region

Берега Самбийского п-ова сложены рыхлыми слабо литифицированными отложениями палеогена и четвертичной системы, и подвержены интенсивному абразионному воздействию ветровых волн. Определение направления транспортировки поступившего, в ходе денудационных процессов, осадочного материала в береговую зону – важная задача для рационального проведения комплексных берегозащитных мероприятий.

На сегодняшний день существует довольно много работ посвященных вопросам литодинамики береговой зоны Калининградского шельфа. Однако практически невозможно найти материалы детальных исследований последних лет.

В работе авторов ВСЕГЕИ [1] для определения направления транспортировки песчаного материала использовалась модель, предложенная П.Мак Лареном (1985) [2]. Методика основана на многочисленных экспериментах, в результате которых были разработаны седиментологические модели. Мак Лареном было произведено большое количество экспериментов по изучению процессов перемещения осадочного материала различной размерности в условиях потоков разной силы. Далее была предложена методика использования модели в реальных условиях на основе статистических характеристик. Эксперименты показали, что в зависимости от режима потока возможны два варианта изменения статистических характеристик осадка в процессе транспортировки:

1. Осадок становится тоньше, лучше сортированным и асимметрия становится более отрицательной.
2. Осадок становится грубее, лучше сортированным, асимметрия положительнее.

Остальные варианты изменения гранулометрических коэффициентов не отвечают процессу транспортировки осадка. Значительное усложнение процесса в природе по сравнению с лабораторными условиями, по мнению Мак Ларена, учитывается статистическим характером модели (необходимо не менее 8-9 образцов, отобранных последовательно в направлении транспор-

тировки материала, воздействие потока на осадок должно быть достаточно длительным и постоянным).

Наличие или отсутствие процесса транспортировки определяется по формуле:

$$Z = \frac{x - Np}{\sqrt{Npq}}, \text{ где } N = \frac{n^2 - n}{2} \quad (\text{Mac Laren, 1985})$$

n - число образцов, x - количество случаев изменения гранулометрических коэффициентов в соответствии с одним из двух описанных выше вариантов, отвечающих процессу транспортировки, $p = 0.125$ (коэффициент вероятности равный одной восьмой, так как число возможных вариантов изменения трех параметров - среднего, сортировки и асимметрии - равно восьми), $q=1-p=0.875$. Направление транспортировки существует с уровнем значимости 0.05, если $Z > 1.645$, и с уровнем значимости 0.01, если $Z > 2.33$ [3].

Методика Мак Ларена проста в применении и литодинамически логична: она не противоречит классическому пониманию процессов дифференциации донного осадка на подводном береговом склоне. Так же модель оперирует доступными всем литологам статистическими характеристиками (такими как среднее, стандартное отклонение и асимметрия).

Береговая зона Самбийского п-ова сложена преимущественно хорошо отмытыми песками, что является необходимым для применения методики Мак Ларена. Так же одним из условий достоверности методики является отсутствие псефитовой составляющей в осадке. В связи с этим были выбраны соответствующие пробы, а также, основываясь на детальных литофациальных картах [4], исключены осадки, которые были отобраны в местах размыва морены.

В работе были использованы данные геологического пробоотбора поверхностных осадков, проводившихся отделом региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского в ходе работ по составлению кадастра береговой зоны Калининградского шельфа с 2005 по 2007 г. Гранулометрический 20-фракционный анализ песчаных проб был проведен в литологической лаборатории ВСЕГЕИ. Гранулометрические коэффициенты подсчитывались для песчаной части осадка (0,05 - 2 мм).

Современная геоморфология береговой зоны Самбийского п-ова характеризуется как прибрежные абразионно-аккумулятивные равнины современного волнового воздействия. Основным фактором литоморфогенеза Самбийского п-ова выступает ветровое волнение. На берега воздействуют преимущественно ветра северо-восточных и восточных румбов. В связи с выдвинутым в море положением Самбийского полуострова и господством штормов западных направлений весь материал, получаемый при абразии берегов полуострова, сносится к югу от м. Таран на западном побережье и к востоку - на северном. При абразии берегов Самбийского п-ова во вдольбе-

реговой поток вовлекается ежегодно 150-200 тыс. м³ материала, который частично подпитывает собой Куршскую и Балтийскую косы.

Исследование направления транспортировки песчаного материала в береговой зоне проводилось по трем участкам: западное и северное побережье Самбийского п-ова и участок основание Куршской косы (рис.1). Были исследованы осадки на изобатах 1-2 м, 4-6 м, и пробы с уреза. Для участка Куршской косы использовались пробы с уреза и с изобат 4-6 м и 8-10 м.

Основание Куршской косы. Для исследования динамики осадка на урезе использовалось 9 проб. Полученный результаты показывает наличие процесса транспортировки на восток: Z для восточного тренда – 4,79 (таблица 1). Таким образом, можно сделать вывод о существовании наносдвижущего потока с уровнем значимости 0,01 в восточном направлении вдоль берега Куршской косы (рис.2).

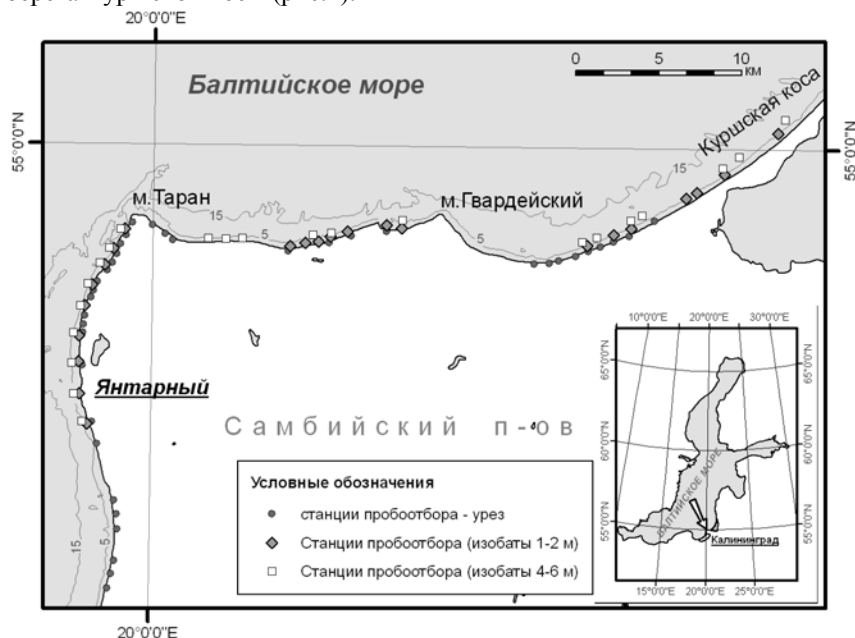


Рис. 1. Расположение станций отбора проб

Исследования 7 проб мелководных осадков (глубины 4-6 м) дали следующие результаты. $Z=4,21$ для восточного тренда. Аналогичный результат получился для 7 мористых проб с глубины 8-10 м, где Z составляет 4,87 для восточного направления транспортировки. Остальные значения Z меньше единицы. Таким образом, полученные результаты уверенно подтверждают наличие потока наносов от основания косы в северо-восточном направлении от уреза до глубин 10 м.

Таблица 1

основание Куршской косы. Урез.		
	восточный тренд	западный тренд
Осадок тоньше, лучше сортирован, асимметрия отрицательнее	$N=36$ $x=3$ $Z=-0,76$	$N=36$ $x=3$ $Z=-0,76$
Осадок грубее, лучше сортирован, асимметрия положительнее	$N=36$ $x=14$ $Z=4,79$	$N=36$ $x=6$ $Z=0,76$

Северный берег Самбийского п-ова. Берег от мыса Таран до основания Куршской косы имеет расчлененное строение с выдающимися в море мысами (м. Купальный, м. Гвардейский). Вдоль северного берега были исследованы 7 урезовых проб, 7 мелководных проб (изобаты 1-2 м) и 6 мористых проб (изобаты 4-6 м). Полученные результаты для донных осадков отвечают направлению транспортировки в восточном направлении с уровнем значимости равным 0,01 (см. рис.2). Для проб с уреза нет четкой закономерности в направлении переноса осадка, очевидно это может быть связано с расчлененностью береговой линии и активным поступлением грубо-обломочного материала в ходе абразионных процессов, что сказывается на методике анализа.

Западный берег Самбийского п-ова. Исследования направления распределения песчаного материала на западном побережье производилось для 9 проб как мористых так и прибрежных. Исследования осадков с уреза было разделено на две части: от м. Таран до пос. Янтарный (13 проб), и от Янтарного в сторону г. Балтийска (8 проб). Полученные результаты для подводного берегового склона не имеют преобладающего направления транспортировки. Тем не менее, результаты для уреза демонстрируют явную направленность переноса песчаного материала на юг для обоих участков: от м. Таран до пос. Янтарный и от Янтарного в сторону г. Балтийска с уровнем значимости больше 0,05 (см. рис.2). Подобное несогласование данных с уреза и данных с подводного берегового склона можно объяснить двумя вариантами. Первый – недостаточное количество проб, не позволяющее исключить ошибку выборки. Второй – наличие переменных во времени разнонаправленных процессов, которые могли быть проявлены на подводном береговом склоне.

Полученные результаты хорошо сочетаются с общей картиной гидро- и литодинамики района, и можно подтвердить, что рассмотренная в данной работе методика Мак Ларена возможна для определения направления транспортировки осадочного песчаного материала в береговой зоне.

1. Рябчук Д.В., Григорьев В.В. Направления транспортировки песчаного материала в прибрежной зоне восточной части Финского залива // Советская геология. 2000 г. № 4. С. 46-49.
2. McLaren P., Bowles D. The effects of sediment transport on grain-size distributions // JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH. 1985. Vol. 55. №4. P. 457-470.
3. Spiegel M.R. Theory and Problems of Statistics: Schaum's Outline Series. 1961. New York, McGraw-Hill Book Co.
4. Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Арсеньев Б.П., Спиридонов М.А., Степанов Д.В., Гогоберидзе Г.Г. Проект справочно-информационной системы по геологии и ресурсам российского сектора Балтийского моря и его береговой зоны // Ученые записки Русского географического общества (Калининградское отделение). 2008 г. Том 7, часть 1.

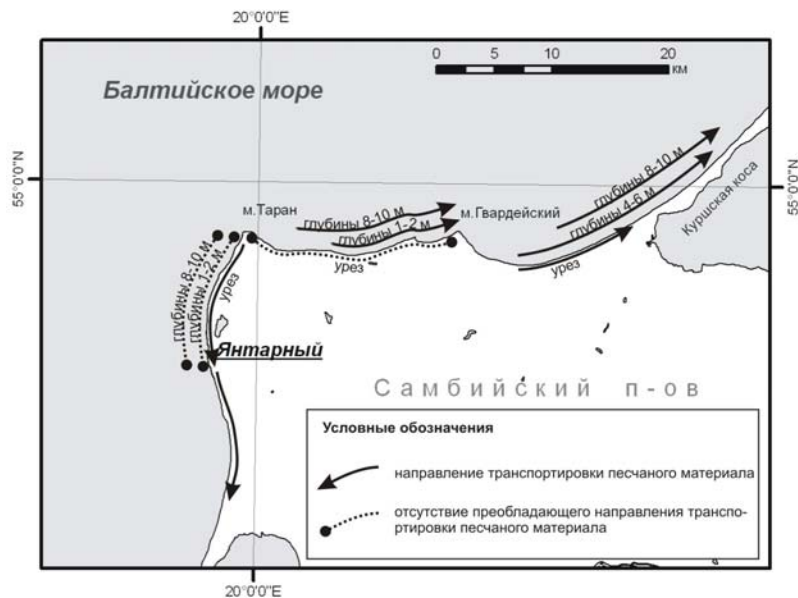


Рис. 2. Направление транспортировки песчаного материала

The Mak Larena technique (1985) for definition of sand drift direction on an underwater coastal slope, with reference to the Kaliningrad shelf is considered in article.

В.В. Сивков, Д.В. Дорохов

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: sivkov@kaliningrad.ru)

Подводные береговые линии в юго-восточной части Балтийского моря: картирование и переинтерпретация

V. V. Sivkov, D. V. Dorokhov

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

Submerged coastlines in the south-eastern part of the Baltic Sea: mapping and reinterpretation

Эволюция южного побережья Балтийского моря в последний плейстоцен и голоцен тесно связана с относительными изменениями уровня моря. Главным образом это результат взаимодействия гляциоизостатических движений земной коры и эвстатических изменений уровня моря. Несмотря на многочисленные исследования истории Балтийского моря, до сих пор остается много спорных и нерешенных вопросов. Среди них – положение, число и возраст затопленных голоценовых береговых линий. В настоящее время появилась возможность на основе современных геоинформационных технологий и новых данных существенно уточнить сложившиеся представления о древних береговых линиях, расположенных в российской части Гданьского бассейна.

Обработка исходных данных и картирование выполнялось с использованием программного пакета ArcGIS 9.2. Полученные электронные карты (батиметрическая и углов уклона) представляют собой растровые модели организации данных (GRID) с размером ячейки 500 м. Исходным был растровый батиметрический ГИС-слой, построенный по точечным значениям глубин, снятых с навигационных карт масштаба от 1:25000 до 1:100000 (всего 6380 значений). Эти глубины являются наиболее надежными, поскольку их измерение, корректировка и нанесение на карты, производится строго в соответствии с правилами гидрографической службы России.

Построение карты углов уклона (градиентов батиметрической поверхности) выполнено с использованием функции ArcGIS 9.2 «Уклон» (Slope), которая вычисляет максимальный градиент глубин между соседними ячейками. Полученная растровая модель градиентов батиметрической поверхности позволила выделить участки с относительно повышенными и пониженными значениями углов уклона. Пониженные значения уклонов соответствуют поверхностям древних террас, а повышенные – максимальным уклонам древних береговых уступов. Линии максимальных уклонов соответствуют осевым линиям береговых уступов, чаще всего их середине. Исключение составляли крутые клифы в районе м. Таран, где эти линии были смещены вверх к бровкам вышележащих террас. Осевые линии, соответствующие участкам максимальных уклонов, были нанесены на карту в виде линейного векторного ГИС-слоя (рис. 1).

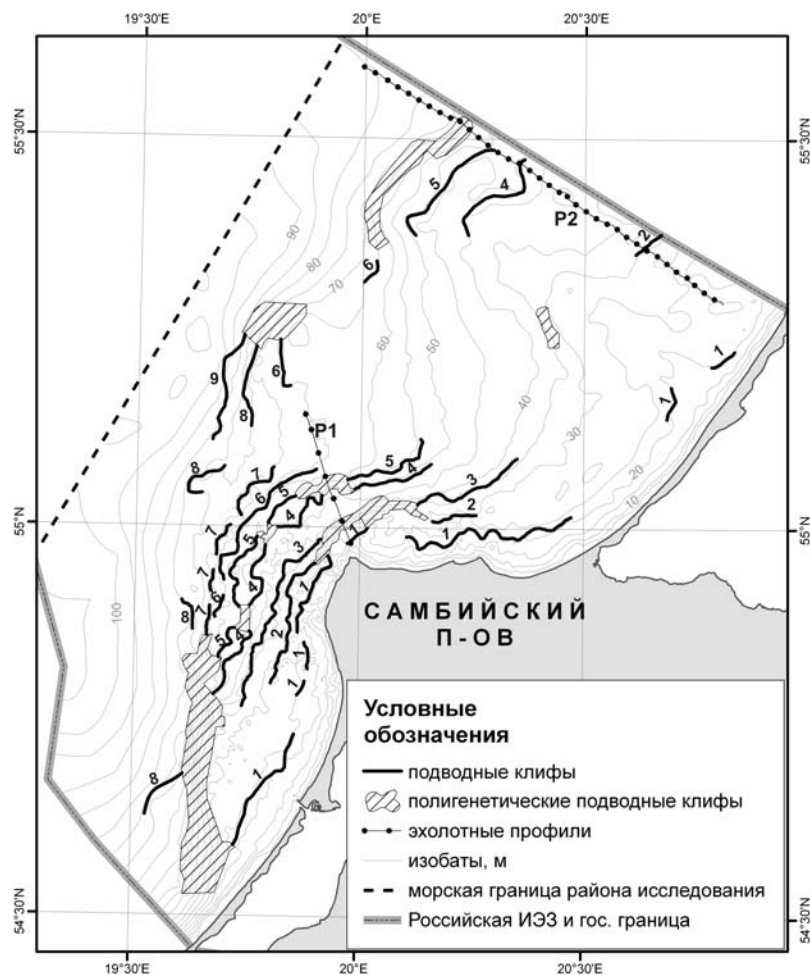


Рис. 1. Осевые линии подводных клифов (средние глубины, м: 1 – 21, 2 – 29, 3 – 38, 4 – 48, 5 – 53, 6 – 62, 7 – 68, 8 – 76, 9 – 88).

Для уточнения расположения уступов террас в работе использованы эхолотные профили нескольких рейсов НИС «Профессор Штокман» (2007-2008 гг.), полученные однолучевым эхолотом Simrad EA 400SP на частотах 38 и 200 кГц.

Все ГИС-слои и конечные карты выполнены в проекции UTM_Zone_34N, эллипсоид WGS-84.

По карте углов уклона дна нами было выявлено 9 осевых линий уступов со средними глубинами: 21, 29, 38, 48, 53, 62, 68, 76 и 88 м (см. рис. 1). Ред-

кость исходных данных не позволила выявить все береговые уровни на некоторых участках дна. Из-за недостаточного пространственного разрешения они здесь сливались. Такие участки показаны на карте как полигенетические клифы.

При интерпретации полученных результатов мы опирались на современные представления об истории Южной Балтики, изложенные в [1].

Фрагменты четырех самых глубоких подводных уступов (62, 68, 76 и 88 м) относятся, вероятно, к плейстоценовым колебаниям уровня приледниковых озер или имеют структурно-зависимое происхождение. Выяснение этого вопроса требует специальных исследований.

Подводная береговая линия (53 м), которая проявилась у Самбийского п-ова на глубине около 58-55 м, на Куршско-Самбийском плато 50-45 м, соответствует началу ильдиево-анциловой трансгрессии (Y1). Эти глубины соответствуют самому низкому положению относительного уровня моря [1, 2], установившемуся после быстрой трансгрессии БЛО и началу ильдиевой стадии, а величина меридионального гляцио-изостатического перепада глубин согласуется с оценкой В. Гуделиса [2, 3] его максимальной величины за поздне- и послеледниковый период примерно в 10-12 м.

Береговая линия (48 м), обнаруженная у Самбийского полуострова на глубине 52-50 м, а на Куршском поднятии на 45-40 м также относится к стадии Иольдиевого моря (Y2).

Уровень 38 м, выявленный на подводном склоне Самбийского полуострова, соответствует первой анциловой береговой линии (Anc1), а уровень 29 м соответствует начальной стадии литориновой трансгрессии (Lit1). Клифы на этих глубинах ранее вырабатывались в ходе трансгрессий Балтийского ледникового озера (БЛО1) и Анцилового озера (Anc2). На Куршско-Самбийском плато из-за разницы в скоростях изостатического поднятия средние уровни 38 и 29 м, возможно, сходятся.

Средний уровень 21 м соответствует продолжению литориновой трансгрессии (Lit2). Его положение, по-видимому, несколько искажено активными литодинамическими процессами, развитыми в современной прибрежной зоне моря.

Таким образом, с помощью обработки современных батиметрических данных методами цифровой картографии выделены 5 послеледниковых подводных береговых линии. Их образование связано с ильдиево-анциловой и литориновой трансгрессиями. Береговые линии Y1 (58-45 м) и Y2 (52-40 м) приподняты в северном направлении в связи с еще сравнительно активным в то время гляцио-изостатическим подъемом земной коры. Более молодые анциловые (38 м) и литориновые (29 и 21 м) береговые линии квазигоризонтальны, поскольку подъем земной коры в рассматриваемом районе к этому времени практически прекратился.

1. Uscinowicz S. 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the southern Baltic // Polish Geological Institute Special Papers. Vol. 10. p. 79.
2. Gudelis V. 1979. Lithuania. In: V. Gudelis and L.K. Konigsson (Eds.): The Quaternary History of the Baltic, pp. 159-173. Uppsala.
3. Gudelis V.K. 1982. The newest and recent movements of the earth crust at the south-eastern coast of the Baltic Sea. // Baltica. Vilnius. Vol. 7. pp. 179-186.

Existing knowledge about location, number and age of submerged Holocene coastlines in the Gdansk Basin is rather conflicting. The digital maps (bathymetric and slope) was created using point depth values from modern nautical charts of scales from 1:25000 to 1:100000. Five postglacial submerged coastlines were defined: Yoldia Sea (58-45 m and 52-40 m), Ancylus Lake (38 m) and Litorina Sea (29 and 21 m).

С.Ю. Соколов

(Геологический институт РАН, e-mail: geophys@ginran.ru)

Аномальные механизмы очагов землетрясений Атлантики и их геодинамическая интерпретация.

S.Y. Sokolov

(Geological Institute RAS)

Anomalous kinematic types of the earthquakes at Atlantic Ocean and their geodynamic interpretation

В Атлантическом океане не только вдоль оси САХ, но и на его флангах сейсмические события с типичными для дивергентной зоны кинематическими типами механизма очага (сброс и сдвиг по офсетным зонам разломов) составляют 90% выборки. На 10%-й остаток приходятся события с механизмами сжатия и растяжения по направлению, перпендикулярному оси САХ. На рис.1 показано расположение этих механизмов по данным каталога Harvard CMT. Там же показано положение зон активации напряжений и деформаций (ЗАНД) по данным [1], полученных кластерным анализом набора геофизических характеристик литосферы, и океаническая макротрещиноватость по альтиметрическим данным.

Сравнение приведенных характеристик показывает следующее. Аномальные механизмы очагов не распределены в пространстве случайно. Их концентрация тяготеет к зонам ЗАНД, которые выявлены в литосфере Атлантики по контрастному сочетанию максимумов аномалий Буге и минимумов изостатических аномалий, что обычно свойственно преддуговым областям, а также по повышенным значениям томографии по Р-волнам (район хребта

Книповича), указывающим на позитивную тензочувствительность среды. Эти зоны по данным [2] сопряжены с наличием надвиговых структур, выявленных сейсморазведкой, и по данным [3] сопряжены с новейшими деформациями осадочного чехла, имеющими анизотропию структурной ориентации. Эти факты позволяют обоснованно ввести название этих зон, как зон активации напряжений и деформаций (ЗАНД) на пространстве от САХ до континентального склона. Корреляция ЗАНД и очагов землетрясений с частотой трансформных разломов обнаруживает признаки совпадения, а также синхронизацию с увеличением суммарной длины трансформных разломов между окраинами океана.

Проведенное сравнение позволяет сделать вывод о том, что неотектоническая активность блоков литосферы Атлантики, включая САХ, активизируется вдоль субширотных зон с вектором движения блоков преимущественно субмеридиональным, о чем свидетельствуют структурные детали, полученные в маршрутных съемках. Это приводит к формированию зон сжатия и растяжения с аналогичной ориентацией осей напряжений и механизмов очагов землетрясений, что показано конфигурацией аномальных механизмов. Фактор тектоногенеза, ответственный за типичные механизмы, продолжает действовать, но к нему добавлено действие другого фактора, из-за которого появились аномальные механизмы очагов и другие упомянутые выше факты.

1. Sokolov S.Yu., Sokolov N.S., Dmitriev L.V. Geodynamic zonation of the Atlantic Ocean lithosphere: Application of cluster analysis procedure and zoning inferred from geophysical data // Russian Journal of Earth Sciences. Vol. 10. ES4001, doi:10.2205/2007ES000218, 2008. p.1-30.
2. Соколов Н.С. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси Срединно-Атлантического хребта и преддуговые обстановки на его восточном фланге // Вестник МГУ. Геология. 2007. №6.
3. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана // Современные проблемы геологии. М.: Наука. 2004. С. 221-250 (Тр.ГИН. В. 565)

Correlation of anomalous focal mechanisms with stress and strain activation zones (SSAZ), oceanic fracture zones and deformations of pelagic sediments shows, that these tectonic and geodynamic features are more or less synchronized. It means that geodynamic factor, responsible for regular tectonic frame pattern is enriched by new factor, which acts northwards.

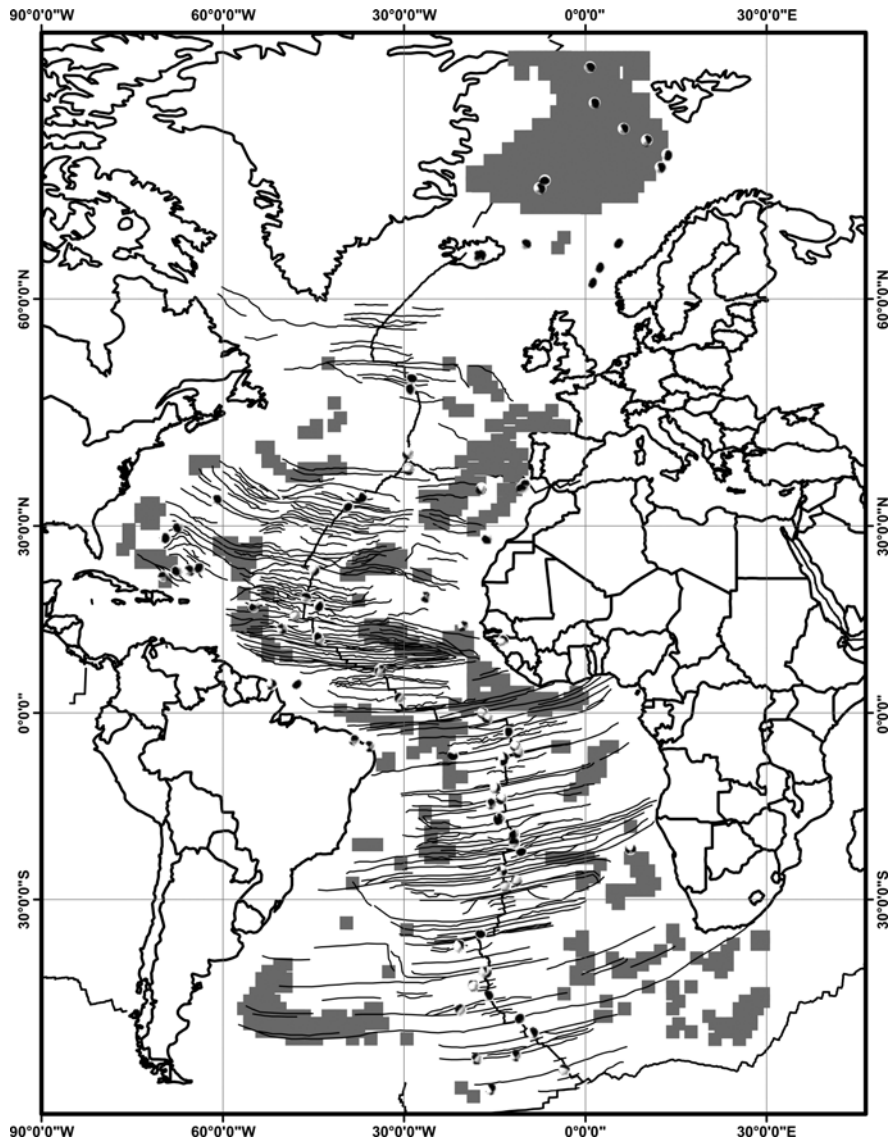


Рис. 1. Положение аномальных механизмов очагов землетрясений, положение зон активации напряжений и деформаций (темно-серые поля), положения трансформных разломов и оси САХ.

Е.И.Суетнова

(Государственное учреждение Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Москва, elena_suetnova@mail.ru)

Скорость осадконакопления и динамика уплотнения и течения насыщающих флюидов в процессе аккумуляции слоев осадков вязко-упругой реологии в субаквальных условиях

E.I.Suetnova

(Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia)

Sedimentation rate and dynamic of compaction and fluid flow during accumulation of layering visco-elastic sediments in marine environment

Потоки насыщающих флюидов играют ключевую роль в формировании структуры осадочных пород и их поведения в течение геофизических деформаций. Флюиды, содержащиеся в породе, изменяют ее физические и реологические свойства, проводимость, тепловые свойства и влияют на распространение сейсмических волн. Знание динамики флюидных потоков, контролирующей распределение и течение флюидов в Земной коре необходимо для численного моделирования многих геолого-геофизических процессов. Уплотнение осадочных пород рассматривается как базовый процесс, обуславливающий фильтрацию флюидов в процессе аккумуляции осадков. Взаимосвязанные процессы уплотнения осадков и фильтрации насыщающего флюида в рамках различных подходов активно изучались с середины 20 века. Современные результаты в этой области включают исследования процессов уплотнения осадков вязкой реологии [1-4], включая исследования фильтрационных волн [5, 6], и процессы вязко-упругого уплотнения [7-9]. В работе [8] была показана зависимость динамики фильтрации насыщающего флюида от скорости седиментации. Так как осадки имеют сложную реологию, баланс между упругим и вязким вкладом в процесс их деформации зависит от времени [8]. Течение флюида определяется эффективным давлением и проницаемостью. Так как проницаемость является нелинейной функцией пористости, и градиент эффективного давления определяется деформацией матрицы осадков в процессе нагружения, динамика течения флюида контролируется деформацией матрицы осадков. Математическая формулировка физической задачи течения мало вязкого флюида в деформируемой вязко-упругой матрице с растущей границей состоит из системы нелинейных уравнений в частных производных и геофизически обоснованных граничных условий [8]. Анализ размерностей позволил сформулировать числа подобия, которые определяют динамику течения насыщающего флюида в течение роста мощности осадков при заданных реологических и физических свойствах осадков и скорости седиментации. Течение флюида

стабильно при условиях однородной седиментации и непроницаемости нижней границы осадков. Но геофизические исследования показывают, что тип осадков варьируется по осадочной колонке. Для исследования динамики фильтрации при накоплении слоев различных осадков, система решалась с введением изменений свойств осадков в различные интервалы времени истории осадконакопления. Расчеты показали эволюцию образования различных аномальных распределений давления флюида по разрезу осадков зависимости от изменений вязкости и проницаемости накапливающихся слоев осадков. Время развития особенностей зависит от скорости осадконакопления и реологических параметров осадков, а генерируемые таким осадочным процессом вариации давления флюида зависят еще и от проницаемости. Рис. 1 иллюстрирует влияние вариаций изменения проницаемости накапливающихся осадков на динамику течения флюида при различных скоростях осадконакопления (в безразмерном виде).

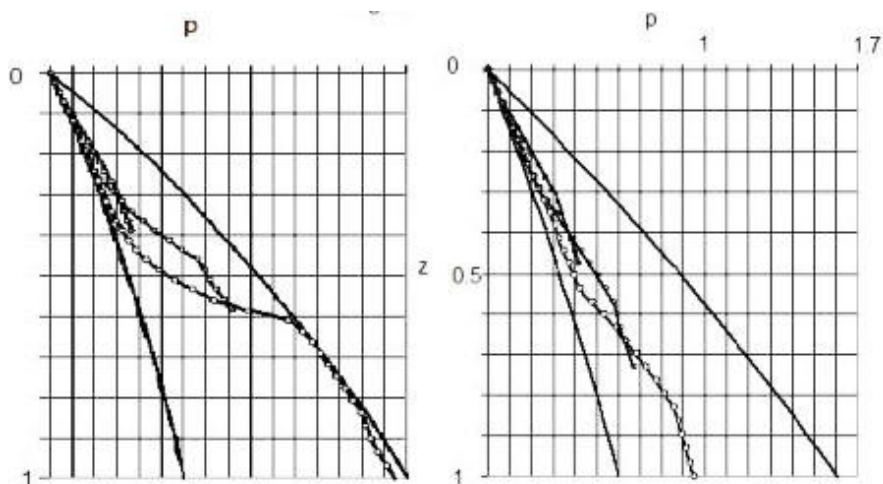


Рис. 1. Эволюция распределения давления насыщающего флюида в осадочной колонке в течение роста мощности осадков при накоплении слоя с пониженной проницаемостью ($0,1 k_0$) с момента, когда мощность осадков составляла $0,17$ и до момента, когда мощность осадков составляла около $0,49$ от финальной мощности осадочного слоя. Слева $V=10^{-11}$ м/с. Справа $V=10^{-10}$ м/с.

На рис. 1 слева показана в безразмерном виде эволюция давления флюида для случая накопления относительно менее проницаемых осадков в период, когда мощность осадков менялась от $0,17$ до $0,5$ от финальной мощности слоя осадков при скорости осадконакопления 10^{-11} м/с. На рис. 1

справа показана эволюция давления флюида для такого же случая накопления относительно менее проницаемых осадков в период, когда мощность осадков менялась от 0.17 до 0.5 от финальной мощности слоя осадков, при более высокой скорости осадконакопления 10^{-10} м/с (финальная мощность осадков та же). Из сравнения вариантов расчетов эволюции давления при накоплении осадков одинаковой мощности, представленных в левой и правой частях рисунка, видно, что динамика фильтрации насыщающих флюидов при уплотнении осадков зависит от значения критерия подобия V (отношение скорости осадконакопления к скорости флюидизации). Параметр подобия V для варианта осадконакопления, показанного в левой части рисунка 1, меньше, чем для варианта осадконакопления, проиллюстрированного в правой части рис. 1. Именно от значения этого параметра зависит характер эволюции давления насыщающего флюида в течение увеличения мощности вязко-упругих осадков, процесс накопления которых включал период накопления осадков с относительно пониженной проницаемостью. При большем значении параметра V надгидростатическое давление флюида сохраняется в приповерхностных горизонтах на протяжении всей истории осадконакопления, а при меньшем значении диссипирует, и на финальных этапах формирования слоя осадков давление порового флюида в приповерхностных горизонтах становится гидростатическим, несмотря на поступление относительно малопроницаемых осадков в течение истории осадконакопления. Таким образом, сформулированные числа подобия, включающие скорость роста насыщенной среды осадков, определяют динамику течения насыщающего осадки флюида в течение процесса накопления осадков заданной мощности.

1. McKenzie, D. The compaction of igneous and sedimentary rocks // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. P. 299–307.
2. Birchwood, R.A. and Turcotte, D.L. A unified approach to geopressuring, low-permeability zone formation, and secondary porosity generation in sedimentary basins // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 20 051–20 058.
3. Fowler A.C., Yang X. Pressure solution and viscous compaction in sedimentary basin // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 12989-12997.
4. Suetnova E. I. and Chernyavskii V. M. Free fluid Flow through a visco-deformable porous medium with a moving boundary // Fluid Dynamics. 2001. V. 36. N. 1. P. 121–129.
5. Karakin A. V. and Suetnova E. I. Simulation of a flow wave in a porous saturated visco-deformable medium // Izv. Akad. Nauk SSSR, Fizika Zemli. 1989. N. 3. P. 94–99.
6. Connolly J.A.D., Podladchikov Yu.Yu. Temperature-dependent viscoelastic compaction and compartmentalization in sedimentary basins // Tectonophysics. 2000. 324. P. 137-168.

7. Yang, X.-S. Nonlinear viscoelastic compaction in sedimentary basins // Nonlinear Proc. Geophys. 2000. 7. P. 1–7.
8. Suetnova E.I. and Vasseur G. 1-D Modelling rock compaction in sedimentary basin using viscoelastic rheology // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 178. P. 373–383.
9. Suetnova E.I. Viscoelastic compaction of heterogeneous sediments // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. V. 39. N. 1. 2003. P. 71–77.

Dynamic of compaction and fluid flow during accumulation of layering visco-elastic sediments in marine environment have been investigated. Numerical model accounts for sedimentation rates. Calculations show that dynamic of fluid flow depends upon the similarity number V (which is ratio of sedimentation rate to fluidization rate).

**А.Н. Сутурин, О.А. Тимошкин, И.В. Ханаев,
Т.Г. Потемкина, С.М. Бойко**

(Лимнологический институт СО РАН, Иркутск. E-mail: san@lin.irk.ru)

**Формирование подводных ландшафтов в батииали
оз. Байкал**

**A.N. Suturin, O.A. Timoshkin, E. Khanaev, T.G. Potemkina,
S.M. Boiko**

(Limnological Institute SB RAS, Irkutsk)

Formation of underwater landscapes in bathyal of Lake Baikal

Погружения 2009 года на ГАО «Мир» вдоль батииальной зоны склона оз. Байкал позволили выявить новые факторы аквального рельефообразования и миграционных потоков вещества. На характер склоновых процессов значительное влияние оказывает тектоническая обстановка, тип коренных пород и крутизна склона.

Изучение глубинной части восточного побережья оз. Байкал в районе Муринской банки показало, что склон сложен субгоризонтальными пластами плотных бескарбонатных алевролитов, аргилитов и песчаников олигоцен-неогена, перемежаемых пропластками песчано-сланцистого материала и бурого угля. Последние придают склону ступенчатую скульптуру. Основным рельефообразующим фактором в данном месте выступают глубоководные бычки, формирующие многоэтажные поселения, в виде округлых пор в песчаниках и алевролитах. Норы разрушаются, и терригенный материал скатывается вниз по склону. На вертикальных плоскостях песчаников поселяются мелкие колонии голубых глубоководных губок, существующих

за счет фильтрации органического материала из мутьевых потоков. Формируемая на горизонтальных площадках илисто-алевролитовая масса является местообитанием глубоководного зообентоса. В связи с тем, что терригенные породы изначально обеднены железом и марганцем, железомарганцевые корки встречаются лишь на отдельных вертикальных участках песчано-глинистых пород.

В районе п. Б.Коты (западный берег оз. Байкал) прибрежные массивы плагиогранитов и кристаллических сланцев в зоне Обручевского разлома интенсивно катаклазированы, рассланцованы и ожелезнены. Подводная деструкция пород идет под влиянием биологических и физико-химических факторов. Береговой склон на протяжении почти 1000 м крутопадающий, в отдельных участках с отрицательными формами рельефа. Под влиянием физико-химических факторов, обусловленных постоянной сменой концентраций растворенных в воде кислорода и диоксида углерода, наблюдается конгруэнтное и инконгруэнтное растворение минеральных фаз пород. Визуально эти процессы фиксируются в виде стока гидроокислов железа и марганца, образующих сложные натечные формы мощностью до 10-12 мм. Активный сток, насыщенный элементами и детритом, приводит к формированию мощных ассоциаций глубинных губок. Эти губки образуют массивные скопления, в составе которых отсутствуют зеленые водоросли. Губки занимают вертикальные или отрицательные формы рельефа и активно фильтруют склоновый сток.

На участках склонов, сложенных массивными породами типа габбро, амфиболитов деструкция пород за счет биогенных и абиогенных факторов идет равномерно по всей площади стока. Биомасса глубоководных бентосных организмов менее значительна, значительных натечков гидроокислов железа не отмечается.

Подводные исследования с помощью глубоководных аппаратов «Мир» позволили выявить характер поступления химических веществ и детрита из литоральной зоны озера в абиссальную и определить роль глубинных гидробионтов в формировании рельефа.

Материалы подготовлены при поддержке гранта РФФИ номер 09-05-01139-а «Биогеохимические процессы в аквальных ландшафтах оз. Байкал».

Diving in 2009 at the GAO "World" along the slope of the bathyal zone of Lake Baikal revealed new factors of aquatic relief and migratory flows of matter.

Е.П. Терехов, А.В. Можеровский

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
e-mail: manatoly@poi.dvo.ru)

**Граница между Амурской и Охотоморской плитами
(с геологической точки зрения)**

E.P. Terekhov, A.V. Mozherovsky

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, e - mail: manatoly@poi.dvo.ru)

**Boundary between Amurskaya and Okhotskaya plates
(geological point of view)**

Граница между Амурской и Охотоморской плитами, обычно, рассматривается с геофизической точки зрения и основной целью таких исследований является установление наиболее точного (в виде линии на карте) положения этой границы [4, 8]. Нами предпринята попытка рассмотреть межплитовую границу с геологической точки зрения, согласно которой этой границей является вся пограничная зона геологических структур имеющих единую историю геологического развития. В этом смысле, весь о. Сахалин с прилегающим шельфом является границей между Амурской и Охотоморской плитами и так как первая плита движется на северо-восток, а вторая на юго-восток или юго-запад - представляет собой зону сжатия [12, 15]. Субширотное сжатие являлось причиной подъема кайнозойских толщ морского генезиса и пород подстилающего фундамента, входящих в состав Западно-Сахалинского, Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского горных сооружений сформированных в раннеплиоценовое время [14]. Подъем территории острова происходит и в настоящее время. В случае реализации сжатия только подъемом территории, следовало ожидать закрытия мелководного Татарского пролива, так как на о. Сахалин обнажаются базальные толщ кайнозойского чехла мощностью около 3 км. По-видимому, в районе острова сжатие реализуется не только подъемом, но и перемещением (скольжением) блоков коры в южном направлении по системе правосторонних субмеридиональных сдвигов, выделенных В.С. Рождественским [10]. Преобладающие южные направления движения и скорости в первые миллиметры [1] и сантиметры [12] в год установлены для ряда сдвиговых зон Восточного Сахалина. Зона правосторонних взбросо-сдвигов по системе субмеридиональных разломов, протягивающаяся через о-ва Сахалин и Хоккайдо и развивающаяся в новейшем этапе в условиях субширотного сжатия, рассматривается некоторыми исследователями в качестве границы между Амурской и Охотоморской плитами [7].

Подавляющее большинство очагов землетрясений в районе о. Сахалин, расположенных, по-видимому, в субмеридиональных сдвиговых зонах острова [4, 7], сосредоточены на глубинах 8-10 км и 15-20 км. Максимальная глубина заложения сахалинских сдвигов (определяемая по глубине очагов

землетрясений) составляет 30-40 км [10]. Эти глубины достаточны для формирования минералов высоких давлений - таких как глаукофан, так как он может формироваться в условиях: давления 6-9 кбар (глубина 20-30 км) и температур 200-300°C [11]. В строении фундамента о. Сахалин участвуют глаукофансодержащие сланцы двух возрастных интервалов: 209-178 (нижняя, средняя юра) и 133-135 (нижний мел) млн. лет [2, 3]. Подавляющая часть голубых сланцев о. Сахалин сформировалась при давлении 8-9 кбар (глубина около 30 км) и температуре 350-400°C [2]. Механизм вывода глаукофансодержащих пород с глубины 20-30 км проблематичен. Низкая (от 200°C) температура образования глаукофана позволяет представить формирование глаукофансодержащих пород на значительно меньших глубинах в условиях избыточного бокового давления в сдвиговых разломных зонах. Последующий вывод пород на дневную поверхность мог происходить по этим же зонам. На это может указывать нахождение глаукофановых, гранатовых сланцев, эклогитов и амфиболитов в субмеридиональных разломных зонах в виде блоков в меланже. Приуроченность голубых сланцев к разломным зонам и периодичное образование в мезозойской истории развития о. Сахалин глаукофана можно объяснить чередованием тектонических режимов - относительно спокойных и сжатия. Регулярные проявления режима сжатия, вероятно, определяли и неоднократный подъем территории о. Сахалин: в конце мела - начале палеогена, на границе палеогена и неогена, в среднем миоцене и плиоцен-четвертичном периоде [9]. Периодичные образования минералов высокого давления и подъемы территории на границе Амурской и Охотоморской плит в районе о. Сахалин можно также объяснить чередованием периодов сближения и расхождения этих плит (при этом, на границе плит их сближение предполагает режим сжатия, а расхождение - режим относительного покоя или растяжения). Северную зону сахалинских сдвигов продолжает Нют-Ульбейский разлом в Магаданской области, разграничивающий Евроазиатскую и Охотоморскую плиты. Севернее, в сейсмической зоне хребта Черского происходит сближение Евроазиатской и Северо-Американской плит [12]. Правосдвиговые разломные зоны о. Сахалин продолжают и на юго-запад и имеют (включая о-ва Сахалин, Хоккайдо и Хонсю) протяженностью около 2000 км [15]. Кайнозойские и современные структуры о. Сахалин ориентированы субмеридионально. Ориентировку близкую к субмеридиональной имели и мезозойские структурные элементы [9]. Наследование направленности развития мезозойских структур кайнозойскими на о. Сахалин и предполагаемое продолжение сахалинских структур сжатия на континенте (хребет Черского) и островах (Хоккайдо и Хонсю) может указывать на линеаментную природу границы между Амурской и Охотоморской плитами.

Данное предположение не является новым, так как ранее был выделен глобальный Япономорский линеамент, простирающийся от Северного Ледовитого океана до Филиппинского моря, включающий подводный хребет

Ломоносова, Новосибирские о-ва, хребет Черского, о-ва Сахалин, Хоккайдо и северо-восточную часть о-ва Хонсю [6]. В пределах единой межплитной границы, отделяющей Североамериканскую от Евроазиатской, Охотоморской и Тихоокеанской плит, установлена частая смена геодинамических режимов (каждому из которых соответствует свой сейсмотектонический сегмент) - растяжения, смешанного поля тектонических напряжений, скольжения и сжатия земной коры [5].

Таким образом, граница между Амурской и Охотоморской плитами может представлять долгоживущую (с юры) систему глубинных субмеридиональных разломных зон, развивающуюся в режиме сжатия или растяжения, определяемого направлением движения этих плит.

1. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Активные разломы северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. №3 С. 66-86
2. Добрецов Н.Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР и их генезис. Новосибирск. Наука. 1974.
3. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина / Автореферат дис. канд. геол.- минер. наук, Москва. 2003. 27 с.
4. Злобин Т.К. Тектонические границы Охотской литосферной плиты / Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения. ИТиГ ДВО РАН. Хабаровск. 2001. С. 142-159
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Сейсмотектонические процессы на границе литосферных плит северо-востока Азии и Аляски // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 2. С. 3-17
6. Лихт Ф.Р. Транзитные линейные морфоструктуры в геоморфологическом пространстве ТПП / Закономерности строения и эволюции геосфер. Материалы четвертого международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск. 1998. С. 28-31.
7. Логачев Н.А., Николаев В.В., Семенов Р.М. Сейсмотектоника Востока России от Байкала до Охотского моря / Закономерности строения и эволюции геосфер. Четвертый международный междисциплинарный научный симпозиум. Хабаровск. 1998. С. 118-121
8. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 2. С. 3-17.
9. Мельников О.А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене М.: Наука. 1970. 170 с.
10. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон / Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск. ИМГиГ. ДВО РАН. 1997. С 80-109.

11. Рутланд Р.У. Избыточное тектоническое давление / Природа метаморфизма. Мир. 1967. С. 125-146
12. Сапрыгин С.М., Кононов В.Э., Рождественский В.С. Генерация сильных землетрясений в недрах Северного Сахалина / Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-западной Тихоокеанской плиты. ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск. 2002. Т. 2. С. 234.
13. Семенов Д.Ф. Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука. 1982 168 с.
14. Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: Наука. 1996. С. 296-303.
15. Fournier M., Jolivet L., Huchon Ph. et al. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // Journal of Geophysical Research. 1994. Vol. 99. N B2. P. 2701-2725.

The attempt was made as estimation the boundary between Amur and Okhotsk plates from the geologic point of view, according to which one it is all border zone of geologic structures having a uniform history of geologic developing. In this meaning, Sakhalin Island with an adjacent shelf is boundary between Amur and Okhotsk plate. From this point of view the boundary can introduced by long-lived (from Jura) system of deep submeridional fractures developing in a mode of contraction or tension, instituted by a direction of movement of these plates.

Д.Е. Тетерин

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва,
d_e_teterin@mail.ru)

Геодинамическая эволюция переходной зоны моря Амундсена, Западная Антарктика, Южный океан

D.E. Teterin

(Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry Russian Academy of Sciences, Moscow)

Geodynamic evolution of the continental margin of the Amundsen sea, the Western Antarctic, the Southern ocean

Море Амундсена - крайнее море Тихого океана, омывающее берега Западной Антарктиды. Со стороны океанического ложа с востока акваторию отделяет система разломов Петра I – Жерлаша, а на западе берега залива Росса. По региональным морфологическим особенностям рельефа пере-

ходную зону моря Амундсена можно отнести к пассивному типу окраин. Однако, до настоящего времени вопрос о ранней эволюции этой окраины, а соответственно и об ее генетическом типе, (эпифрифтовом, эпитрансформном или эписубдукционном) оставался открытым ввиду слабой изученности региона. Вместе с тем, знания о закономерностях формирования и развития переходной зоны играют ключевую роль в понимании геодинамики всей южной части Тихого океана. В докладе рассмотрены новые детали строения рельефа, осадочного чехла и фундамента, полученные во время морских геолого-геофизических экспедиций немецкого НИС "Polarstern", в рейсах АНТ-11/3, АНТ 18/5 и АНТ-23/4 соответственно в 1994, 2001 и 2006 годах, позволяющие более определенно судить о генетическом типе континентальной окраины моря Амундсена.

В ходе проведенного анализа и интерпретации новых данных совместно с накопленной к настоящему времени геолого-геофизической информацией для этого региона установлено, что переходная зона моря Амундсена формировалась как пассивная окраина атлантического типа с момента своего зарождения до настоящего времени в течение 83 млн. лет.

Результаты палеотектонических реконструкций по магнитным данным, а также анализ проявления вулканизма и особенностей тектонического строения показывают, что последовательное развитие окраины было осложнено двумя крупными тектоническими событиями. Первое - это возникновение и формирование в составе Антарктической плиты крупного блока литосферы, микроплиты Беллинсгаузен, и второе - возникновение подводной вулканической провинции Мэри Берд в пределах континентального подножия моря Амундсена.

Близость состава пород вулканов, их возраста, географического положения, явные признаки деструкции континентального и океанического фундамента сопредельных областей, связанные с подъемом континентальной и океанической литосферы, позволяют с большой вероятностью предполагать, что происхождение вулканической провинции Земли Мэри Берд и подводной вулканической провинция Мэри Берд связано с проявлением активности мантийного плюма, начавшейся не позднее олигоцена.

On the basis of the complex analysis of new geological-geophysical data the geodynamic model of formation and development of the continental margin of the Amundsen Sea is constructed.

И.П. Трубкин¹, Л.М. Шипилова², Н.А. Демиденко³

(¹Всероссийский научно-исследовательский институт охраны природы, Москва; e-mail: trubkin.ivan@bk.ru. ²Географический факультет Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова; e-mail: lm-shipilova@rambler.ru; ³ Государственный океанографический институт, Москва; e-mail: demidenko_nikola@mail.ru)

Транспорт наносов в районе проектного створа Северной приливной электростанции (до и после строительства)

I.P.Trubkin¹, L.M.Shipilova², N.A.Demidenko³

(¹All-Russia scientific research institutes of wildlife management, Moscow; e-mail: trubkin.ivan@bk.ru. ² Geographical faculty of the M.V. Lomonosov Moscow state university; e-mail: lm-shipilova@rambler.ru; ³ The State oceanographic institute, Moscow; e-mail: demidenko_nikola@mail.ru)

Transport of deposits in area design Northern tidal power station (before and after Construction)

В рассматриваемой работе представлены некоторые материалы численного моделирования транспорта наносов в районе проектного створа Северной приливной электростанции (до и после строительства).

На основе топографических карт были созданы электронные карты, содержащие батиметрию и контуры береговых линий всего Баренцева моря, прибрежной зоны в районе губы Долгой, и на меньшей расчетной сетке — в районе проектного створа Северной приливной электростанции.

По опубликованным метеорологическим данным были определены возможные скорости и направления ветра с различной обеспеченностью для 8 румбов направлений устойчивого ветра.

Повторяемость ветров различных направлений губы Долгой

Направления	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Повторяемость, %	9	6	7	13	21	21	11	12

По выбранным величинам скоростей и направлений ветра были рассчитаны поля течений, ветровых и инфрагравитационных волн, и затем поля расходов наносов, деформаций рельефа дна по методике, изложенной в [Трубкин И.П. Ветровое волнение (взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик) //М.: Научный мир, 2007. – 264 с.].

В качестве количественной меры интенсивности транспорта донного материала в работе принят вектор удельного объемного расхода наносов $q_s = (q_{sx}, q_{sy})$ с размерностью м²/с. При известном распределении величины q_s расчет деформаций дна производился с помощью уравнения

$$\frac{\partial \tilde{H}}{\partial t} = \frac{1}{1 - \varepsilon} \left(\frac{\partial q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{sy}}{\partial y} \right)$$

где \tilde{H} — локальная глубина; ε — коэффициент пористости донного грунта.

Искомые значения средних высот инфрагравитационных волн определялись по соотношению:

$$\bar{h}_{изв} \approx \frac{\gamma \bar{h}^2}{q^2 \sqrt{2\pi}},$$

где $\gamma = \bar{k} \cdot \text{cth}(\bar{k}H)$, $\bar{k} = \frac{4\pi^2}{g\bar{\tau}^2}$, $q = 1,185$, $\bar{\tau}$ — средний период, H — глубина. Высоты инфрагравитационных волн обычно невелики (от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров), но, поскольку в эти колебания вовлечены значительные массы воды в водоеме, энергия, а значит и эффект производимый ими, могут быть весьма существенными.

Некоторые результаты расчета вектора удельного объемного расхода наносов ($\text{м}^2/\text{с}$) и деформации дна (см) до и после строительства при восточных ветрах представлены на рис. 1 – 6.

Выявлены особенности пространственного положения потоков наносов до и после строительства. Наибольшей интенсивности потоки наносов достигают на внешней морской стороне плотины.

Максимальные потоки наносов наблюдаются до и после строительства при западных и восточных ветрах, а минимальные – при северных и южных.

Диапазон относительных деформаций дна максимален до и после строительства при западных и восточных ветрах, а минимален – при северных и южных.

Features of spatial position of streams of deposits before building are revealed. The greatest intensity streams of deposits reach on the external sea party of a dam. The maximum streams of deposits are observed before building at the western and east winds, and minimum – at northern and southern. The range of relative deformations of a bottom is maximum before building at the western and east winds, and is minimum – at northern and southern.

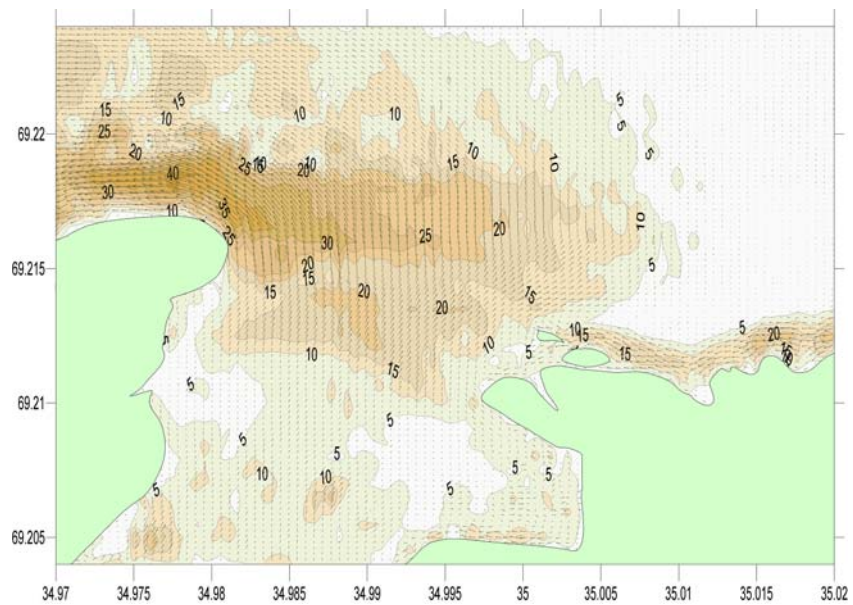


Рис. 1. Удельный объемный расход наносов (в $1E-06 \text{ м}^3/\text{с}$) до строительства при восточном ветре

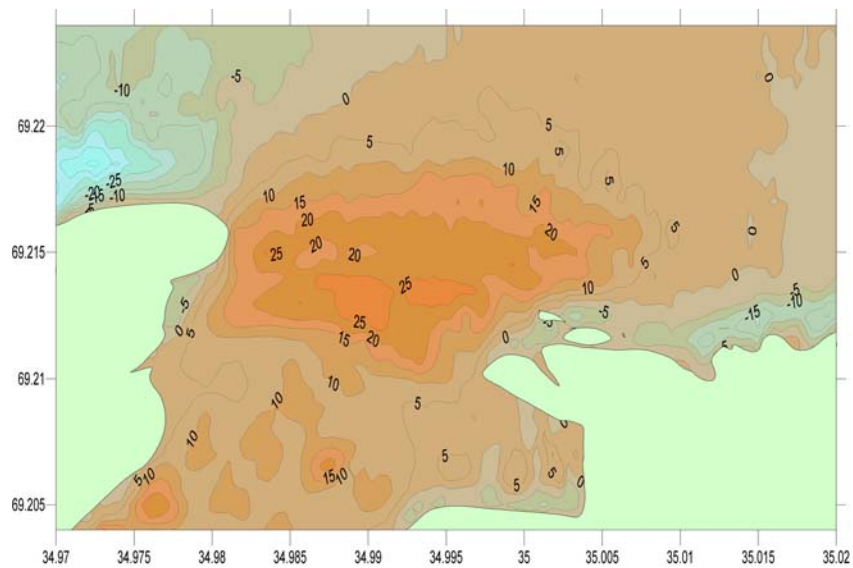


Рис. 2. Деформация дна (см) до строительства при восточном ветре

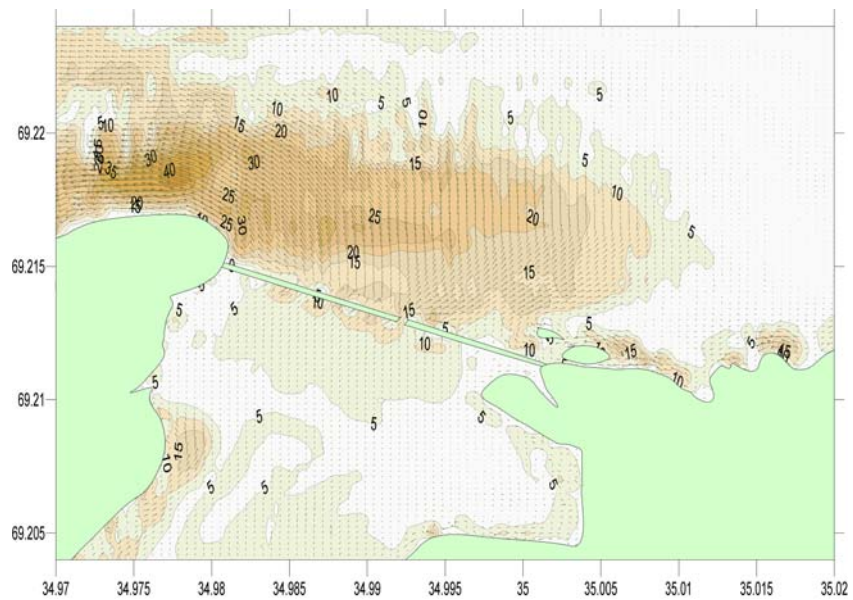


Рис. 3. Удельный объемный расход наносов (в $1E-06 \text{ м}^3/\text{с}$) после строительства при восточном ветре

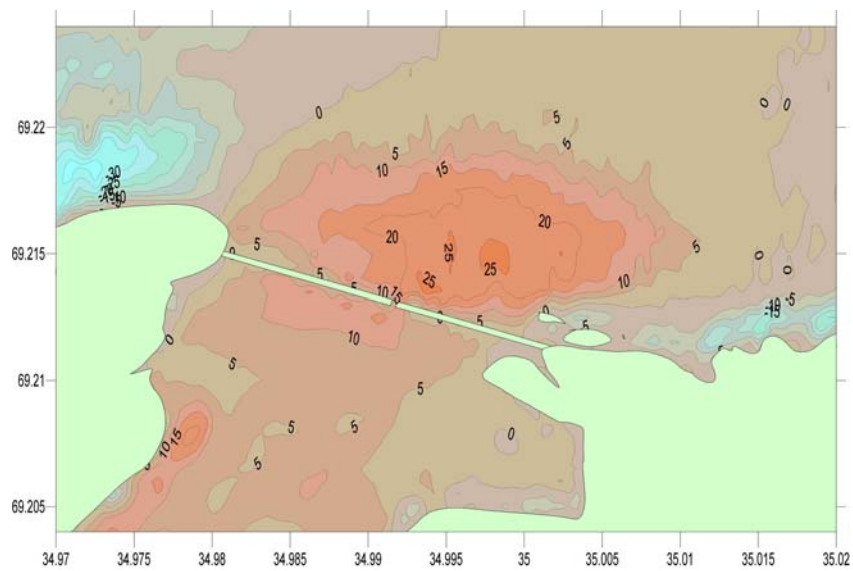


Рис. 4. Деформация дна (см) после строительства при восточном ветре

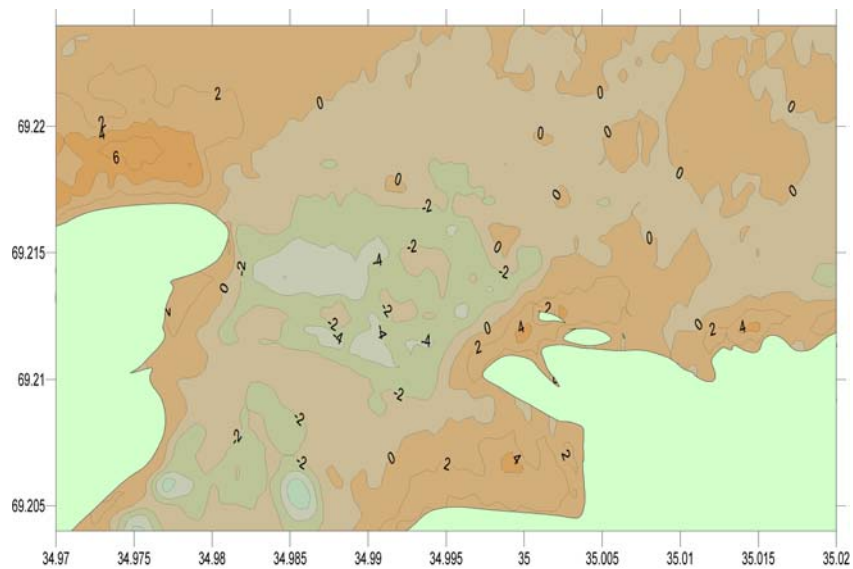


Рис. 5. Деформация дна (см) до строительства при ветре повторяемости, характерной для губы Долгой

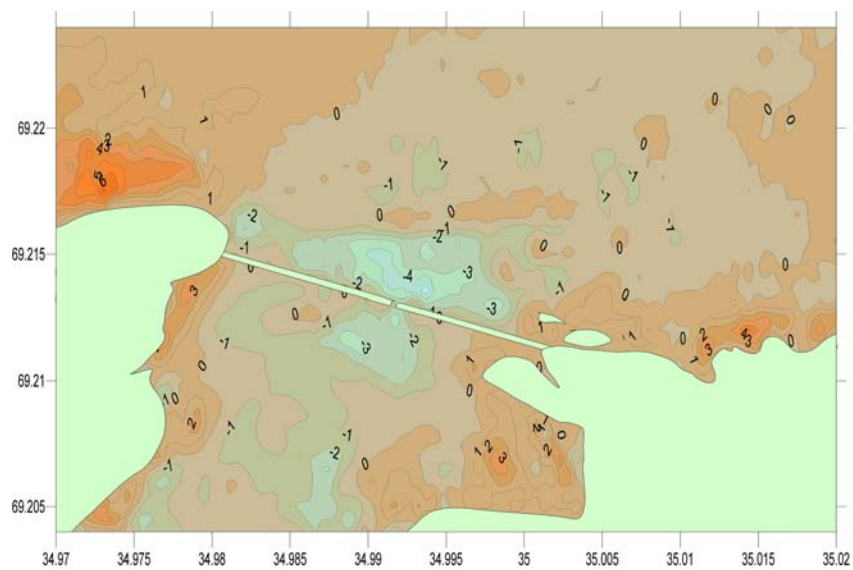


Рис. 6. Деформация дна (см) после строительства при ветре, повторяемости, характерной для губы Долгой

Н.В. Цуканов¹, К. Гедике², Х. Толе²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: paleogeo@ocean.ru.

²Федеральный институт геологических наук и природных ресурсов (BGR), Ганновер, e-mail: gaedicke@bgr.de)

Процессы осадконакопления и структура верхней части осадочного чехла северного отрезка Императорских подводных гор и Императорского трога по данным парасаунда (рейс «Зоне» SO-201 1a по проекту КАЛЬМАР)

N.V. Tsukanov¹, Ch. Gaedike², H. Thole²

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, ² Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Hannover, e-mail: gaedicke@bgr.de)

Deposition processes and structure of the uppermost sedimentary layers of the northern Emperor Seamounts and Emperor Trough - new insights from high resolution echosound data (SO-201 Leg 1a KALMAR)

В мае-июне 2009 года были проведены геофизические работы в северной части хребта Императорских подводных гор и северного окончания Императорского трога в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР на немецком научно-исследовательском судне RV «Sonne» рейс SO-201 1a. Работы включали съемку поверхности дна многолучевым эхолотом Simrad EM120, акустическое профилирование и многоканальное сейсмическое профилирование. Также попутно проводилась магнитная съемка и измерение гравитационного поля. В данном сообщении приводятся полученные данные по строению верхней части, до 100 м, осадочного чехла в районе северного сегмента хребта Императорских подводных гор (ИПГ) и северного окончания Императорского трога (ИТ) по данным акустического профилирования бортовым профилографом PARASOUND P70. Полученные данные записывались в формате PS3 и SEG-Y, и обрабатывались R. Lutz (BGR) в REFLEXW, для последующей интерпретации [1].

В районе исследований было выполнено пять пересечений по профилям BGR09-101, 103, 105, 107 и 109, которые пересекали основные структуры океанского дна: океаническую плиту, хребет, плиту между хребтом и трогом и трог (рис. 1). Самой высокой точкой на полигоне является гора Джуми (Jumi) 1245 м от уровня моря, а самая глубокая точка 6300 м у подножия ИПГ.

Абиссальная плита вдали от вулканических гор и крупных трогов перекрыта осадочным чехлом, который характеризуется четкими, параллельными рефлекторами, выдержанными по простиранию. Чаще всего они конформны поверхности рельефа дна и протягиваются на сотни километров. Видимая мощность достигает 80 м. Чаще всего они конформны поверхности рельефа дна и протягиваются на сотни километров. Видимая мощность достигает 80 м.

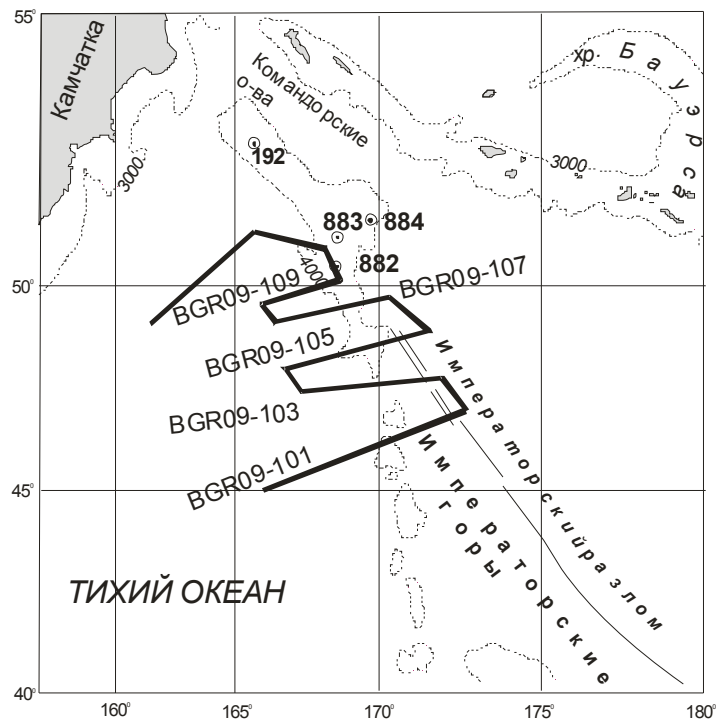


Рис. 1. Схема работ в северо-западной части Тихого океана в рейсе SO-201 1a RV «Sonpe». На рис. Показано расположение геофизических профилей (BGR09-101, 103, 105, 107 и 109) и скважин глубоководного бурения.

Характер отражений и фациальные обстановки позволяют предполагать, что они характеризуют пелагические и гемипелагические условия осадконакопления. Такой характер записи характерен для участков дна между ИПГ и ИТ и на океанической плите к западу от ИПГ. Вблизи вулканических гор и поднятий рельефа в ИПГ наблюдаются линзовидные осадочные тела протяженностью от нескольких км до нескольких десятков км. Они образованы акустически прозрачными, неслоистыми породами. Обычно эти осадочные тела развиты в понижениях в рельефе дна (рис. 2).

Видимая мощность этих осадочных тел меняется от десяти до 40 м. Они наблюдаются на ИПГ, на равнине между ИПГ и ИТ, на бортах ИПГ. Геометрия и внутренняя структура этих тел, а также анализ рельефа дна позволяет говорить о формировании этих осадочных тел дебритными потоками. Внутренняя структура обусловлена дезинтеграцией и перемешиванием осадочного материала при транспортировке его подводными течениями и потоками.

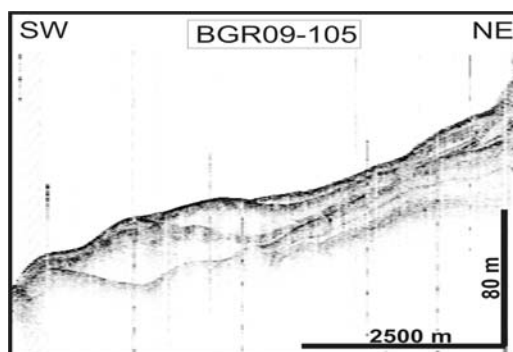


Рис. 2. Фрагмент профиля парасаунда BGR09-105 с оползевыми телами по [1].

Для ИПГ характерно отсутствие осадочного чехла на склонах или присутствие очень маломощных осадочных тел. Обычно на склоне и на вершинных поверхностях наблюдаются интенсивные отражения, которые указывают на отсутствие осадочного чехла или на развитие здесь грубых вулканических пород. На отдельных профилях (BGR09-105) наблюдаются крупные оползневые тела.

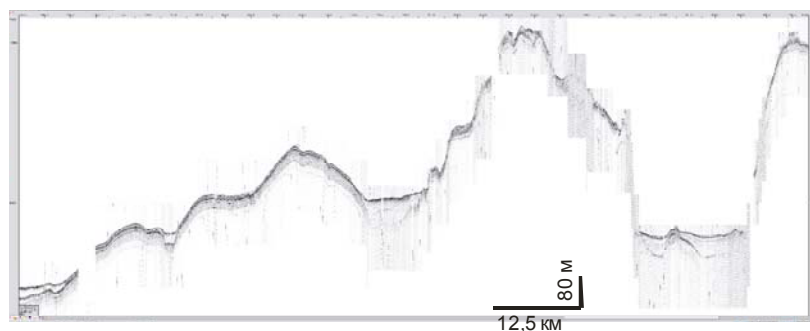


Рис 3. Фрагмент профиля парасаунда BGR09-101 через северную часть Императорского трога

На некоторых вершинных поверхностях (профиль BGR09-103) наблюдаются осадочные тела, разграниченные депрессиями. Они имеют четкую субгоризонтально слоистую внутреннюю структуру. Наблюдается срезание более древних осадков молодыми, что вероятно указывает на присутствие здесь сильных подводных течений.

В ИТ развиты как пелагические и гемипелагические осадки, так и отложения дебритных потоков, которые переслаиваются с пелагическими отложениями или перекрывают их (рис. 3).

В северо-западном направлении Императорский трог выклинивается, что выражается в поднятии поверхности дна. Происходит уменьшение глубины и увеличение ширины долины ИТ, а так же увеличение количества долин и кулисное смещение их. На последнем профиле в верхней части осадочного чехла трог не проявлен в рельефе и структуре верхней части осадочного чехла.

Проведенное изучение строения верхней части осадочного чехла в районе ИПГ и ИТ показывает, что здесь выделяются три типа осадочных тел, характеризующие различные фациальные обстановки осадконакопления: 1 – пелагическое осадконакопление, характерное для океанических плит, 2 – отложения дебритных потоков, развитых вблизи хребта и на равнине разграничивающей ИПГ и ИТ, и в долине Императорского трога. Они формировались при участии подводных течений и потоков, 3 – отложения на вершинах поднятий, которые характеризуются внутренними несогласиями. Выделяются также осадочные тела, имеющие оползневое происхождение. В целом можно отметить, что преимущественно осадки повторяют формы рельефа и обусловлены особенностями рельефа дна исследованного региона. Авторы выражают благодарность научному коллективу, принимавшему участие в сборе и обработке данных Парасаунда и команде RV «Зонне». Исследования финансировались Германским Министерством образования и науки (BMBF), проект No. 03G0201B.

1. KURILE-KAMCHATKA AND ALEUTIAN MARGINAL SEA-ISLAND ARC SYSTEMS: GEODYNAMIC AND CLIMATE INTERACTION. CRUISE REPORT, Sonne Cruise SO-201, Leg 1a. 2009. Yokohama. P. 105

Research cruise SO-201 Leg 1a was carried out from board R/V “Sonne” in the framework of the KALMAR Project which is funded by the German Ministry of Education and Research. During the cruise, marine-geophysical data were acquired and the shipboard systems' swath echosounder (SIMRAD) and sediment echosounder (PARASOUND) were used. The processed records obtained using Parasound show deposition processes and structure of the uppermost sedimentary layers of the northern Emperor Seamounts and Emperor Trough. In general deposition processes and structure of the uppermost sedimentary layers have good correlation with specific relief forms of this region.

О.А. Черных, И.А. Санина

(Институт динамики геосфер РАН, Москва, e-mail:olegidgras@mail.ru)

Возможности малоапертурной группы по мониторингу региональной сейсмичности

O.A. Chernykh, I. A. Sanina

(Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Regional seismicity monitoring capabilities of a small aperture array

Несмотря на интенсивное развитие в последние годы сети сейсмологических наблюдений на Восточно-Европейской платформе (ВЕП), остаётся актуальной проблема регистрации слабой сейсмичности на её территории, в том числе тектонической. Территория ВЕП в границах Российской Федерации до настоящего времени остаётся слабо изученной в сейсмологическом отношении. Причиной такого положения является крайне низкая плотность установки сейсмических станций в этом регионе. В то же время в 2000-2004 на территории платформы уже было зарегистрировано более 10 тектонических землетрясений с магнитудой 3 и более [1]. Для детального изучения сейсмичности этого региона в августе 2004 года на территории геофизического полигона ИДГ РАН установлена малоапертурная сейсмическая группа «Михнево» [2].

Местоположение и конфигурация группы «Михнево» показаны на рис. 1. Она состоит из центрального вертикального сейсмоприемника, установленного в штольне на глубине 20 м и 11 датчиков (в том числе двух трёхкомпонентных), установленных на трёх концентрических окружностях на глубине 0,5 м. Частотный диапазон регистрации сигналов 0,5 – 40 Гц. Аналого-цифровое преобразование сейсмической информации осуществляется с помощью 24-хразрядного АЦП с частотой опроса 200 Гц. Динамический диапазон сейсмического канала составляет 120 дБ.

Анализ спектральных характеристик короткопериодных микросейсм, проведённый на материале годового интервала свидетельствует об относительно низком уровне микросейсмического фона: спектр мощности микросейсм по смещениям на частоте 1 Гц на антенне «Михнево» составляет в среднем значении $2 \text{ нм}^2/\text{Гц}$, на частоте 10 Гц – $5 \times 10^{-4} \text{ нм}^2/\text{Гц}$, что сравнимо с уровнем шума на группе GERESS [3] и станции «Обнинск», расположенной в 70 км от обсерватории «Михнево» [4]. При этом корреляция микросейсм в пределах апертуры спадает до незначительных величин ($<0,2$) уже на расстоянии 300 м для полосы частот от 1 до 2 Гц, и на расстоянии 200 м – для частот от 2 до 4 Гц. Это создаёт достаточно хорошие возможности для регистрации группой региональных сейсмических событий с $M < 3$ [2]

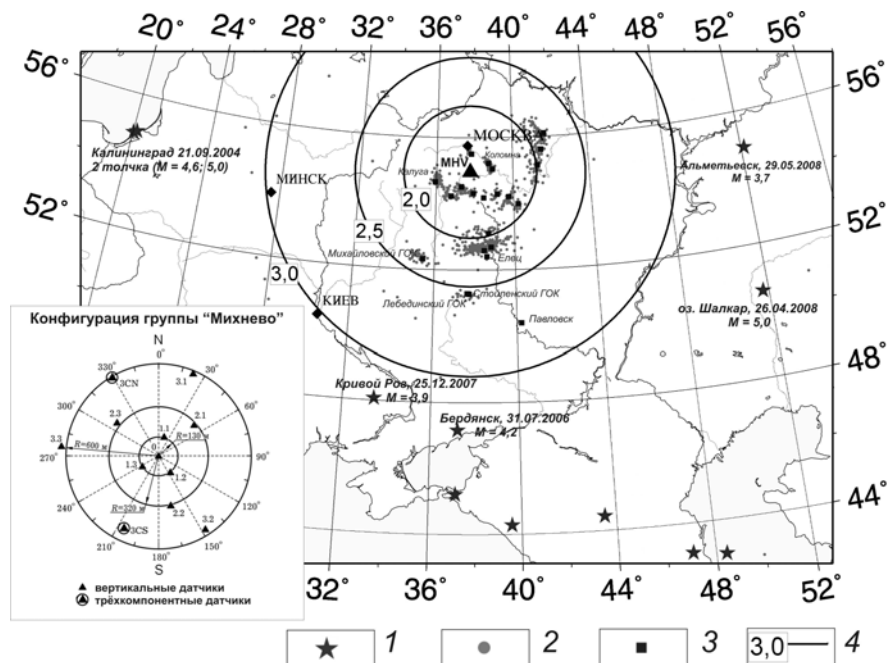


Рис. 1. Возможности группы «Михнево» по регистрации сейсмичности ВЕП. 1 - землетрясения, 2 - карьерные взрывы и события неизвестной природы (2005-2006 гг.), 3 - карьеры, 4 - изолинии порога регистрации. Подписаны платформенные землетрясения с указанием магнитуды MPVA (по данным ГС РАН)

За три с половиной года работы по записям группы были определены координаты более двух тысяч региональных сейсмических событий различной природы с эпицентральными расстояниями до 550 км (см. рис. 1). При локации эпицентральное расстояние определяется по разности времен пробега S- и P-волн (рис. 2), определяемых по скоростному разрезу из работы [5], а азимут на событие по направлению прихода волнового фронта, определяемого *fk*-анализом записей на вертикальных каналах группы [6]. Полученные по данным «Михнево» очаги событий образуют компактные группы. Более 90% событий регистрируются в светлое время суток, с 10 до 18 часов по московскому времени, менее 3% регистрируется в воскресенье, при этом большая часть событий от отдельной группы происходит в одни и те же дни недели. Всё это указывает на то, что основная масса регистрируемых событий является промышленными взрывами. Многие из групп можно отождествить с известными карьерами.

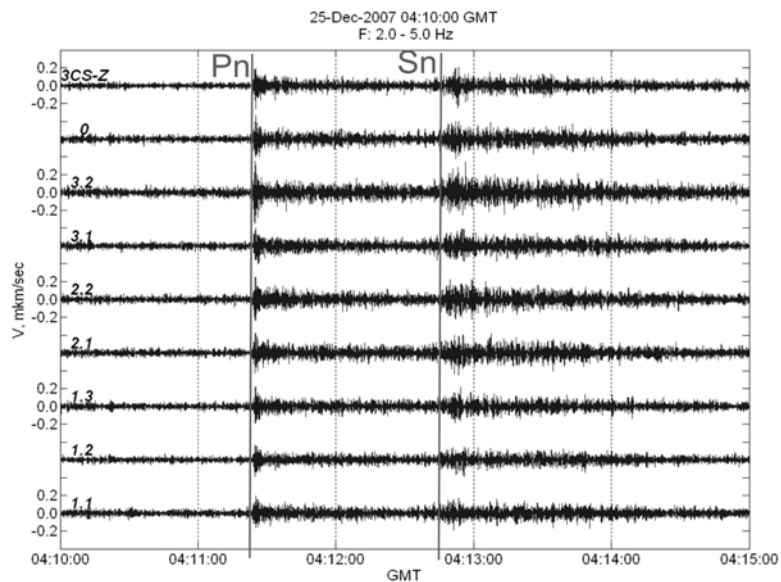


Рис. 2. Запись группой «Михнево» землетрясения в районе г. Кривой Рог (Украина) 25.12.2007. Полоса фильтрации: 2-5 Гц. По разности вступлений волн Pn и Sn определено эпицентрального расстояние.

Ранее по записям событий, зарегистрированных группой «Михнево» в южной части ВЕП была построена калибровочная функция для оценок магнитуды M_L по первым вступлениям P-волн [7]. Зависимость имеет вид:

$$M_L = \lg A + 1,96 \lg \Delta + 0,18$$

где $\lg A$ обозначает величину $0,5 \lg (A_{STA}^2 - A_{LTA}^2)$, A_{LTA}^2 - средний квадрат амплитуды в окне длиной 10 сек перед первым вступлением, т.е. средний квадрат уровня шума, A_{STA}^2 - средний квадрат амплитуды в окне после первого вступления (STA). Длина окна - 2,5 с. Амплитуда в нм/с.

С момента ввода группы в эксплуатацию в 2004 году на территории ВЕП группой «Михнево» было зарегистрировано 6 платформенных землетрясений с магнитудой от 3,6 до 5,0. Остальные события зарегистрированные группой на ВЕП имеют магнитуду $M_L < 3,6$, в числе их – локальные ($\Delta < 200$ км) имеют $M_L < 3$

При известном уровне и спектральном составе сейсмического шума указанная зависимость позволяет оценить магнитудный порог регистрации на региональных расстояниях для сигналов определенной частоты. Спектральная плотность мощности шума S_N в выбранном диапазоне частот $[\omega_1, \omega_2]$ с учётом среднего квадратичного разброса $(S_N + \sigma)$ преобразуется согласно соотношению Парсевала в амплитуду A_N во временной области.

Амплитуда умножается на соотношение сигнал/шум (С/Ш), достаточное для обнаружения сигналов [8]. Выбрано значение С/Ш = 3 для регистрации одним каналом, а также учитывалось, что группа повышает соотношение С/Ш в \sqrt{N} раз, где N - число вертикальных каналов в группе (N = 12). Это даёт снижение магнитудного порога на ~0,54.

На рис. 1 показаны возможности группы «Михнево» по регистрации платформенных сейсмических событий. Порог регистрации рассчитан для диапазона частот от 0,5 до 3,0 Гц. Для сравнения в таблице 1 приведены сведения о пороге регистрации в том же частотном диапазоне для станции «Обнинск» [9]. Из таблицы видно, что группа «Михнево» снижает порог регистрации сейсмичности для центральной части ВЕП более чем на 1,0

Таблица 1. Сравнение магнитудного порога регистрации

Макс. дальность для волн P _V , °	Магнитудный порог регистрации	
	Станция «Обнинск»	Группа «Михнево»
3,0	3,6	2,4
4,5	3,9	2,7
7	4,3	3,1
10	4,6	3,4
25	5,0	4,2

Итак, условия наблюдений на малоапертурной сейсмической группе «Михнево» позволяют осуществлять эффективный мониторинг слабой сейсмичности ВЕП, как тектонической (землетрясения), так и техногенной (наведённая сейсмичность, взрывы). Показано, что группа «Михнево» позволяет существенно повысить чувствительность сейсмической сети на ВЕП.

1. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. -Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. - 381 с.
2. Sanina I., Volosov S., Chernykh O., Asming V., Soldatenkov A., Riznichenko O. The design and experimental use of the Mikhnevo 2D small aperture seismic array // Seismic Instruments. – 2008 - Vol. 44(1), - P. 1-11.
3. Given H. K. Variations in broadband seismic noise at IRIS/IDA stations in the USSR with implications for event detection // Bull. Seism. Soc. Am. - Dec. 1990 - vol. 80, N 6. part B. – P. 2072–2088.
4. Harjes H.P. Design and siting of new regional array in Central Europe //

Bull. Seismol. Soc. Amer. - 1990. - V. 80. - P.1801-1817.

5. Золотов Е. Е., Костюченко С. Л., Ракитов В. А., Кадури И.Н. Глубинное строение литосферы Восточно-Европейской платформы по результатам сейсмологических наблюдений // Разведка и охрана недр. – 1998. №2. - С. 11-13

6. Capon, J. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis// Proceedings of the IEEE. - Aug. 1969. -Vol. 57, Iss. 8. - P. 1408 – 1418.

7. Черных О. А., Санина И. А. К вопросу об определении магнитуд сейсмических событий на Русской платформе // Сб. трудов международной геологической конференции «Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов». - Казань, 2007. - с. 309-312.

8. Кедров О.К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний. – Москва; Саранск: Изд-во ИФЗ РАН, 2005. - 420 с.

9. Старовойт О.Е., Феофилактов В.Д. Научно-исследовательский отчет по теме 01.9.40 002118 «Создание научно-методической основы для эффективного освоения в ЕССН современных цифровых сейсмических станций и новейших машинных методов интерпретации их данных». – Обнинск, 1999. - с. 59.

The Mikhnevo small aperture seismic array was installed in 2004 to study weak seismicity of the East European platform. The array's abilities to detect and locate weak seismic events at the platform are demonstrated. It is shown that the array significantly reduce magnitude threshold for the registration of seismic events in the central part of East European platform.

К.П. Ямпольский

(Геологический институт РАН, e-mail: kostbil@list.ru)

Геологическое строение осадочного чехла акватории архипелага Шпицберген по сейсмическим данным, полученным в рейсах НИС «Академик Страхов»

К.Р. Yampolskiy

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Geological structure of the marine sedimentary layer near Spitsbergen by seismic data, collected by R/V "Academic Strakhov"

Акватория архипелага Шпицберген является ключевым районом для понимания развития Баренцевоморского бассейна. Также в этот район входит хребет Книповича представляющий собой большой интерес с точки зрения тектоники и неотектоники, так как имеет аномальное строение.

Работы 24-26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» были посвящены изучению данного района дистанционными методами, а также опробованию дна с помощью драг и гравитационных трубок. Район работ состоял из двух основных частей: баренцевоморская и северная часть Атлантического океана.

Первая часть работ, проводимая в Баренцевом море между архипелагом Шпицберген и Землей Франца Иосифа, выполнялась в два этапа. Из-за запрета проводить сейсмические исследования в российских территориальных водах, этот участок не был изучен сейсмическими методами. Здесь были проведены наземные работы на Земле Франца Иосифа, а также батиметрическая съемка, драгирование, работы по изучению теплового потока и опробование дна при помощи гравитационных трубок. В пределах норвежских территориальных вод, начали производиться исследования методом НСП и профилографом, а также продолжались все виды исследований, использовавшихся в российских водах. Благодаря термическому зондированию, был выявлен аномально высокий тепловой поток в трого Орла, и было решено изучать его более детально всеми методами, как наиболее интересную структуру. Отметим, что на участке трого Орла до этого не производилось подобных исследований, из-за тяжелой ледовой обстановки, не позволяющей там работать судам такого типа.

Вторая часть работ, производимых в северной части Атлантического океана, в районе хребта Книповича, тоже может быть разбита на два участка. Первый участок представляет собой непосредственно хребет Книповича, наиболее подробно покрытый сейсмической съемкой в 24 рейсе, а также в последующих рейсах была продолжена съемка в более южной части хребта. Второй участок находится в районе сочленения хребта Книповича и хребта Мона.

Из-за аномально высокого теплового потока, для шельфовой зоны, в трого Орла, предположили, что возможно это зарождающаяся рифтовая структура. Здесь была проведена детальная сейсмическая съемка, по результатам интерпретации полученных данных были сделаны следующие выводы:

1) В строении дна верховьев трого Орел и его бортов отчетливо прослеживается сбросовая тектоника; местами выявлено заполнение впадин небольшим количеством осадков.

2) К северу от верховьев трого Орел, на акустическом фундаменте на бортах трого несогласно залегают осадочные толщи. Поверхность несогласия представляет собой субгоризонтальную площадку, которая смещается сбросовыми нарушениями трого вместе с осадочным чехлом.

3) Характерной особенностью отложений в трого является наличие признаков прирусловых турбидитных отложений.

4) Деформации региона являются неотектоническими, и эрозия не

успела осуществить сглаживание склонов до стабильного профиля.

5) При выходе к устью трога, обнаружены аномалии смещения центральной частоты сигнала в более низкий диапазон частот, что, как правило, происходит при насыщении пор флюидом (газогидраты или смесь).

6) В толще осадков в устьевой части трога видны признаки миграции русла потока и прирусловых валов во времени от западного борта к современному положению.

7) На восточном борту устья трога литифицированная толща до 1500 метров перекрыта акустически прозрачным комплексом, что также говорит о масштабном выносе крупнообломочной турбидитной фракции.

По полученным результатам, скорее всего трог Орла является желобом, возникшем на ослабленной зоне между ЗФИ и Шпицбергенем, по которому идет снос твердого материала в глубоководный бассейн.

В районе Атлантического океана методика НСП позволила выделить акустический фундамент. Были построены карты фундамента и мощностей осадков. В итоге анализа карт и сейсмических данных были получены следующие результаты по южной части хребта Книповича и району сочленения хребтов Книповича и Мона (Рис. 1):

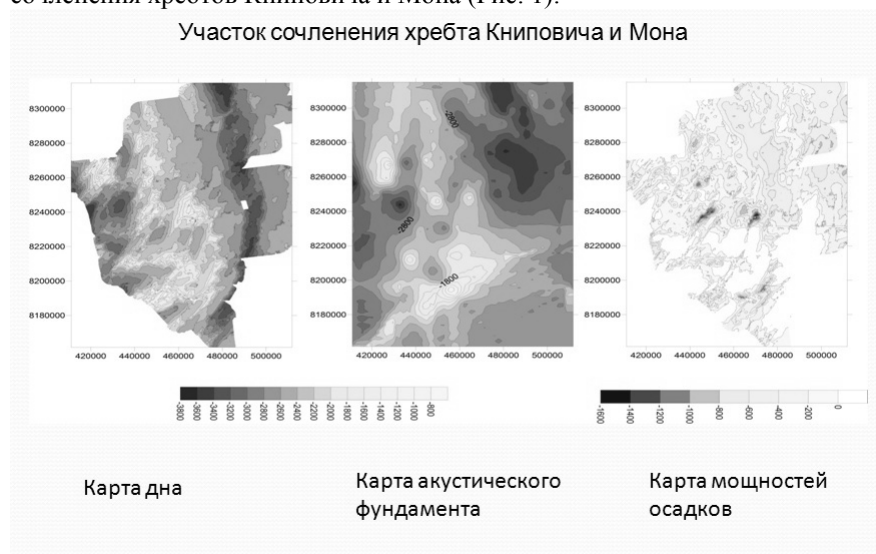


Рис. 1. Карты дна, акустического фундамента и мощностей осадков для участка сочленения хребта Книповича и Мона

1) Амплитуда обрывов, сложенных осадочными породами, в районе рифтов хребтов Книповича и Мона, по сравнению с северной частью региона, увеличилась до 1 км. Рифтинг и растяжение коры с

неконсолированным или частично литифицированным осадочным покровом, имеют место в условиях более мощного покрова, что говорит о том, что происходит также наращивание разрывающей мощности чехла по оси хребта с севера на юг. Наблюдаются признаки того, что зона растяжения была гораздо шире, или ось растяжения испытывала перескок с востока на запад и обратно. В оси рифта формируются медианные поднятия.

2) Поднятия акустического фундамента по мере движения на юг переходят на западный борт.

3) По мере продвижения на юг, амплитуда квестообразных поднятий на восточном борту уменьшается, а на западном увеличивается. Причиной общего подъема структур западного борта может являться взаимодействие рифтовых структур хребтов Книповича и Мона.

4) Увеличение амплитуды и частоты квест на западе имеет настолько большой размах, что можно формально говорить о горообразовании.

Полученные результаты очень важны для дальнейшего изучения этого района Арктики. Планируется дальше изучать этот район.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН №17, гранта Ведущих научных школ №НШ-3172.2008.5 и бюджета Геологического института РАН.

Научная лицензия на проведение работ №478-2007 выдана Норвежским нефтяным директоратом.

Work is devoted to studying of a structure of water area of Spitsbergen by the seismic materials received as a result of researches of 24-26 cruise R/V "Academic Nikolay Strakhov". The Spitsbergen water area is extremely interesting object of researches from the point of view of understanding of history of geological and tectonic development of the given region.

Yu.V. Barkin

(Sternberg Astronomical Institute, MSU, Moscow)

Prediction of erroneous altimetry velocities and an explanation of observably coastal velocities of increase of a global mean sea level and mean sea levels in northern and southern hemispheres

Ю.В. Баркин

(Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ, e-mail: barkin@inbox.ru)

Предсказание ошибочных альтиметрических и объяснение наблюдаемых береговых скоростей нарастания глобального среднего уровня океана и средних уровней океана в северном и южном полушариях

The phenomenon of contrast secular changes of sea levels in the southern and northern hemispheres, predicted on the basis of geodynamic model about the forced relative oscillations and displacements of the Earth shells, has obtained a theoretical explanation. In northern hemisphere the mean sea level of ocean increases with velocity about 2.45 ± 0.32 mm/yr, and in a southern hemisphere the mean sea level increases with velocity about 0.67 ± 0.30 mm/yr. Theoretical values of velocity of increase of global mean sea level of ocean has been estimated in 1.61 ± 0.36 mm/yr.

1 Introduction. The secular drift of the centre of mass of the Earth in the direction of North Pole with velocity about $12\text{-}20$ mm/yr has been predicted by author in 1995 [1], [2], and now has confirmed with methods of space geodesy. For example the DORIS data in period 1999-2008 let us to estimate velocity of polar drift in 5.24 ± 0.29 mm/yr [3]. To explain this fundamental planetary phenomenon it is possible only, having admitted, that similar northern drift tests the centre of mass of the liquid core relatively to the centre of mass of viscoelastic and thermodynamically changeable mantle with velocity about $2\text{-}3$ cm/yr in present (Fig. 1) [4]. The polar drift of the Earth core with huge superfluous mass results in slow increase of a gravity in northern hemisphere with a mean velocity about 1.4 μ Gal and to its decrease approximately with the same mean velocity in southern hemisphere [5]. This conclusion-prediction has obtained already a number of confirmations in precision gravimetric observations fulfilled in last decade around the world [6]. Naturally, a drift of the core is accompanied by the global changes (deformations) of all layers of the mantle and the core, by inversion changes of their tension states when in one hemisphere the tension increases and opposite on the contrary - decreases. Also it is possible that thermodynamical mechanism actively works with inversion properties of molting and solidification of materials at core-mantle boundary in opposite (northern – southern) hemispheres [7].

2 Atmospheric and oceanic inversion tides. The gravitational attraction of

superfluous mass of the drifting to the North core (in 17 masses of the Moon) causes a planetary inversion tide of air masses of the Earth and its oceanic masses, from the southern hemisphere – to the northern hemisphere [8] (Fig. 1). On our theoretical estimations the mean atmospheric pressure in the northern hemisphere accrues with velocity about **0.17 mbar/yr** and with similar negative velocity in southern hemisphere. The predicted phenomenon of a slow redistribution of air masses from the southern hemisphere in northern partially has already obtained confirmation according to the meteorological observations [9]: **0.17-0.22 mbar/yr** (northern hemisphere) and **-0.18 mbar/yr** (southern hemisphere). On the basis of modern data of satellite altimetry for 1993-2007 years we for the first time appreciate velocities of secular variations of the mean sea level in northern and southern hemispheres of the Earth which, as well as was supposed, appeared various [10]. In the report the mechanisms of the revealed phenomena, their dynamic interrelation are discussed and an possible interpretation to the data of observations is given.

3 Contrast changes of mean sea levels in northern and southern hemispheres. The air masses slowly are transported from a southern hemisphere in northern. They form an original inversion secular atmospheric tide which existence proves to be true by the modern data of observations [9-11]. The gravitational attraction of the core which is displaced along a polar axis causes the similar tide of oceanic masses [5]. The barometric effect of influence of atmospheric tide will result in reduction of expected secular oceanic tide. Really, an increase of mean atmospheric pressure in the northern hemisphere results in replacement of oceanic masses in the southern hemisphere. Only for this reason (on our model) the mean sea level in the northern hemisphere decreases with secular velocity **-1.98 mm/yr**. In turn a decrease of atmospheric pressure in the southern hemisphere results in an increase of the mean sea level in this hemisphere with velocity **1.43 mm/yr**. Preliminary estimations have shown, that a oceanic inversion tide, caused by a gravitational attraction of the drifting core, gives the basic contribution to the phenomenon of secular variation of the mean sea level in N and S hemispheres (in northern hemisphere the mean sea level increases with velocity **3.01±0.17 mm/yr** and in the southern hemisphere it decreases with velocity **-2.18±0.12 mm/yr**).

On the sea level the slow deformation changes of a bottom of the ocean render the essential influence. This tectonic phenomenon is connected with global (planetary) changes of shapes of hemispheres of the Earth. The last have been predicted and described on the basis of developed geodynamic model of the core mantle forced oscillations and drift [5] and revealed by methods of space geodesy [12]. On the basis of these results the estimation of velocity of increase of the mean sea level because of deformations of ocean bottom in **0.55±0.26 mm/yr** has been obtained. An analysis has shown that thermal factors play big role in secular change of sea level. Here we will accept conclusions of the last years that due to a heating of ocean layers and their expansion and due to melting of glaciers and

other contributions of water masses in ocean its mean sea level rises with velocity about 0.83 mm/yr [13]. Summarizing now all considered factors of increase of the sea level, we come to the important conclusion. In northern hemisphere the mean sea level of ocean increases with velocity about 2.45 ± 0.32 mm/yr, and in a southern hemisphere the mean sea level increases with velocity about 0.67 ± 0.30 mm/yr. Theoretical values of velocity of increase of global mean sea level of ocean thus has been estimated in 1.61 ± 0.36 mm/yr. Observations on the coastal gauging stations confirm these theoretical values (Fig. 2).

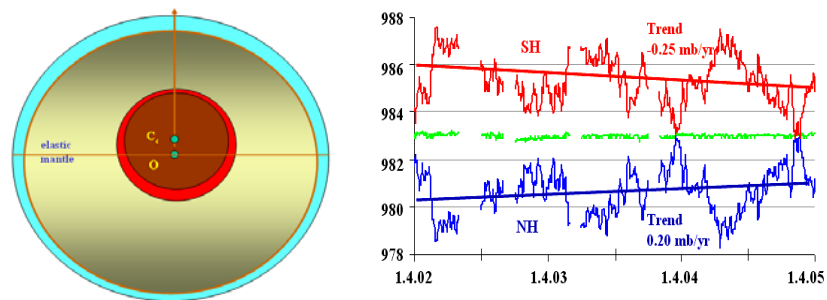


Fig. 1. Left. Dissymmetrical tide. Right. Secular change of dry atmosphere from southern hemisphere (red curve) to the northern hemisphere (blue curve) in period 1.4. 2002-1.4. 2005 [9] (on Burluzkii, 2007) and secular trends of mean pressures.

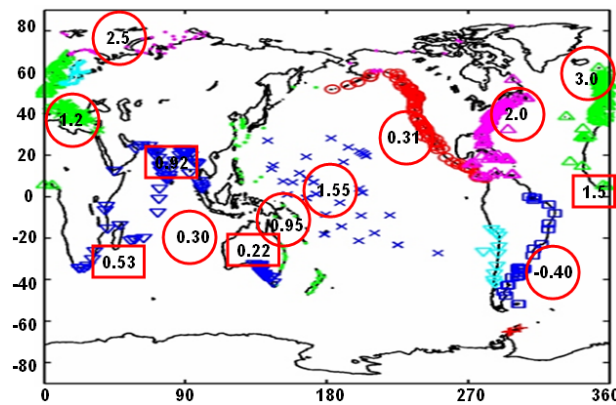


Fig. 2. Average velocities of secular sea level changes for main regions of world ocean for altimetry period of observations by coastal method. On data of paper of Jevreeva et al. (2006) [11] (values are mentioned in circles) and on additional studies in India, Australia and South Africa regions (values are given in rectangular). 1 unit=mm/yr.

4 Prediction of altimetry determinations. An altimetry method can not give obtained above values of velocities of increasing of mean sea levels in northern and in southern hemispheres and of course and real value for global change. The reason consists that altimetry determinations include additional effect, we shall name it is fictitious, which is caused by secular drift of the centre of mass of the Earth to the North with velocity 5.24 ± 0.29 mm/yr. It is uneasy to show, that only one effect of drift of the centre of mass results in fictitious effect of decreasing of mean sea level in northern hemisphere with velocity -2.37 ± 0.13 mm/yr and to increasing of the mean sea level in a southern hemisphere with velocity 2.66 ± 0.15 mm/yr, and also to effect of increase of mean global sea level with velocity 0.54 ± 0.03 mm/yr. And the specified effects would take a place in observations even if the real sea level would not vary at all.

But we shall add real values of velocities obtained above to fictitious and we shall obtain, accordingly, the values of velocities which can be obtained by altimetry method at scope by observations of all latitudes of ocean areas: 0.08 mm/yr for northern hemisphere; 3.33 ± 0.30 mm/yr for southern hemisphere and 2.15 ± 0.39 mm/yr for a global level of ocean. But they have not any relation to real characteristics of change of sea levels in northern and southern hemispheres of the Earth and to its global secular change. Real values of velocities of increase of mean sea levels in northern hemisphere, in a southern hemisphere and all ocean make: 2.45 ± 0.32 mm/yr, 0.67 ± 0.30 mm/yr and 1.61 ± 0.36 mm/yr.

The mentioned values of velocities of change of mean sea levels have been obtained at set of simplifying assumptions concerning of a direction of drift of the centre of mass of the Earth and character of redistribution of atmospheric and oceanic masses and, naturally, in future will be specified. The work was accepted by grants of RFBR: N 07-05-00939.

1. Barkin Yu.V. (1995) Motion of the Earth's center of mass induced by global changes in its dynamic structure and by tidal deformations. *Mosc. Univ. Phys. Bull.*, 1995, 50(5), 92-94. English translation of *Vestni. Mosk. Univ.* 3, Fiz., Astron. (Russia). 1995, 50(5), 99-101.
2. Barkin Yu.V. (2009) About possible polar drifts of centers of mass of the Earth and Mars. Abstract Book (CD) of European Planetary Science Congress (Potsdam, Germany, 13 – 18 September 2009), Vol.4, EPSC 2009-118.
3. Zotov L.V., Barkin Yu.V., Lubushin A.A. (2008) Geocenter motion and its geodynamical content. "Space Geodynamics and Modeling of the Global Geodynamic Processes". International scientific conference in the frames of the "Asian-Pacific Space Geodynamics" Project (APSG 2008). (22-26 September 2008, Novosibirsk, Russian Federation). Abstract book. P. 28
4. Barkin Yu.V. (2008) Secular polar drift of the core in present epoch: geodynamical and geophysical consequences and confirmations. General and regional problems of tectonics and geodynamics. Materials of XLI Tectonic Conference. V. 1. -M.:GEOS. p. 55-59. In Russian.

5. Barkin Yu.V. (2005) Oscillations of the Earth core, new oceanic tides and dynamical consequences. Materials of XI International Scientific Conference "Structure, geodynamics and mineral genetic processes in lithosphere" (September, 20-22 2005, Syktyvkar, Russia). Publisher of Geology Institute of Komi SC of Ural Section of RAS, Syktyvkar, pp. 26-28. In Russian.
6. Barkin Yu.V. (2009) An explanation of secular variations of a gravity at stations Ny-Alesund, Medicine, Churchill and Syowa. Materials of the International Conference: «Yu.P. Bulashevich's fifth scientific readings. A deep structure. Geodynamics. A thermal field of the Earth. Interpretation of geophysical fields» (Ekaterinburg, 6 – 10 July, 2009). pp. 27-31. In Russian.
7. Barkin Yu.V. (2009) The mechanism of translational displacements of the core of the Earth at inversion molten and solidification of substance at core-mantle-boundary in opposite hemispheres. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19-24 April 2009). Geophysical Research Abstracts, Volume 11, 2009, abstract # EGU2009-6241.
8. Barkin Yu.V. (2007) Forced redistribution of air masses between southern and northern hemispheres of the Earth. Proceedings of IUGG XXIV General Assembly, Perugia, Italy 2007: Earth: Our Changing Planet (Perugia, Italy, July 2-13, 2007), (A)-IAGA, JAS008, p. 326. www.iugg2007perugia.it.
9. Burlutsky R.F. (2007) Determination of the global concentration of pair on the ground pressure. Materials of Sagitov's readings. M., SAI, MSU, 2007, www.sai.msu.ru.
10. Barkin Yu.V., J.M. Ferrandiz, Garcia D. (2008) Contrast secular variations of the mean atmospheric pressure and mean sea level in northern and southern hemispheres of the Earth. Proceedings of International Symposium "Topical Problems of Nonlinear Wave Physics-2008" (NWP-2008). Session 3. p. 15-16.
11. Jevreeva S., Grinsted A., Moore J.C., Holgate S. (2006) Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. Journal Geophysical Research, v. 111, C09012, doi: 10.1029/2005JC0032 29, 2006.
12. Barkin Yu.V. and S. Jin (2007) On variations of the mean radius of the Northern and Southern Hemispheres of the Earth. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 15-20 April 2007). Geoph. Res. Abstr., Vol. 9, abstr. # EGU07-A-08183.
13. Miller L. and B.C. Douglas, Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise. Nature, v. 428, 25 March 2004, pp. 406-409.

Yu.V. Barkin

(Sternberg Astronomical Institute, MSU, Moscow)

Crisis in geosciences in epoch of altimetry measurements and ways of its overcoming

Ю.В. Баркин

(Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ, e-mail: barkin@inbox.ru)

Кризис в науках о Земле в эпоху альтиметрических наблюдений и пути его преодоления

Scientific results by determination of increase of a global sea level, basing on altimetry measurements, are erroneous. Unfortunately, modern researches of global behavior of ocean in present period have resulted in a lot of paradoxes, to the inexplicable phenomena for today and to contradictions with the classical data of ground (coastal) observations. The basic contradiction consists that values of rate of increase of mean sea level, obtained with the help of satellite methods - methods of altimetry, in 2 - 3 times and more surpass classical determinations of this velocity by coastal methods with the help of measurements at tidal stations.

The Fig. 1, 2 give evident illustrations to the known fact, that velocities of increase of a sea level, determined by coastal methods, in various regions of ocean, have typical values 0.5 - 1.5 mm/yr. "The global sea level rise estimate in the 20th century has been reported at 1.8 mm/yr [Church et al., 2004; Douglas, 2001], which is consistent with the IPCC TAR estimate of 1.5+/-0.5 mm/yr for the 20th Century [Church et al., 2001]. In contrast to the 1.8 mm/yr sea level rise estimate derived from tide gauges, sea level trend estimate from satellite altimetry since 1993 has increased to 3.1+/-0.4 mm/yr [Cazenave and Nerem, 2004]. Although the sea level rise during the TOPEX/POSEIDON period or the last decade is observed to rise almost 50% faster than the average rate over the last Century, visual inspection and fitting a quadratic to the time series confirms there is no significant increase in the rate [Church et al., 2004]." [1], p.7.

Some authors actually resort to a juggling of the facts in the attempts to explain the found out contradictions (for example, with the help of selection of stations and regions of ocean with the increased values of rates). Thus rather big series of works has lost the scientific importance. The purpose of the report - to show, that conclusions about global increase of a level of the ocean, obtained with application of a method of satellite altimetry are rough - erroneous.

The statement is rather eloquent. We shall notice only, that the marked difference in rates of MSLR not 50 %, and 100 % and more. There is no necessity to list about the similar conclusions made in numerous publications of last years by known authors on a problem of global change of mean sea level. Among themselves these conclusions will more - less be coordinated, being in too time strictly erroneous.

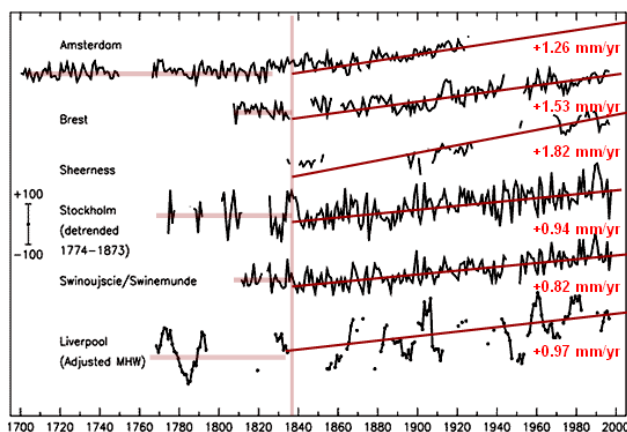


Fig. 1. Coastal observations of the sea level changes of the long periods. Sea level trends at main gauge coastal stations in 1837 -2000 years.

The values of average velocities of secular sea level changes for main regions of world ocean for altimetry period of observations (since 1993) obtained by coastal method in the paper of Jevreeva et al. (2006) [2] and data presented on Fig. 2 (Africa and India regions) give nice illustration to predicted by author planetary phenomena of existence of inversion ocean tide from southern hemisphere to northern hemisphere of the Earth. As reflection of this phenomena we observe bigger velocities of sea level rise in northern hemisphere comparatively with southern hemisphere. The mechanism of disimmetry of the increasing of mean sea level in N/S hemispheres is connected with secular drift of the core of the Earth to the North [3] – [5].

The scientific works basing on the joint analysis of altimetry and coastal methods of measurements, are strictly erroneous. The big list of publications of well-known authors in which attempts of determination of rates of mean sea level increase have been made on the basis of the joint analysis of the data of coastal ground observations and satellite altimetry observations concerns to the list of erroneous works. It is natural, that erroneous results of the specified works in the most serious image have affected researches in the connected sciences about an atmosphere and ocean, climatology, hydrology and others. The crisis situation in the big area of sciences about the Earth is created, satellite achievements in which have actually lost the scientific importance. In the report the explanation of the created crisis situation is given, and the fundamental phenomena in global behavior of ocean obtain an explanation on the basis of geodynamic model developed by the author about trend, the forced swing and wanderings of the core of the Earth relatively to the viscous-elastic mantle [6].

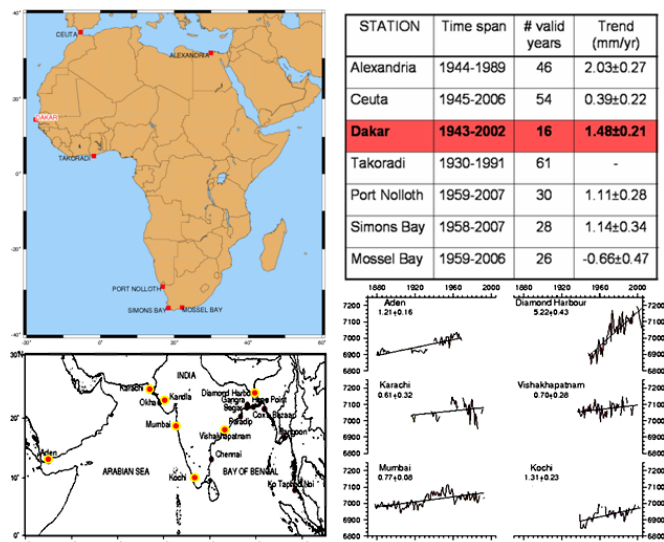


Fig. 2. Sea level trends at gauge stations of coasts of Africa and India in pointed periods of observations (1 unit=1 mm/yr).

Role of space geodesy. This important discipline of a modern science has serviced bad service for considered scientific problems. The matter is that it could not study and correctly prove conclusions about existence and character of secular drift of the centre of mass of the Earth which here has played the central role – “original Susanin’s role” and has got the scientific world community in an impassable wood of mistakes. This fundamental and most important natural phenomenon was carefully camouflaged with numerous and erroneous discussions about a choice of those or other terrestrial systems of coordinates. About existence of secular trend of the center of mass and native phenomenon of the core drift to the North I repeatedly spoke and wrote in reports and publications of last 12-15 years.

Another reasons of mistakes. Altimetry data reflect at least two comparable effects: an increase of mean sea level of ocean and effects caused by secular drift of the centre of mass and as can not act in one pair with classical observations - they give falsification each other. For a popular explanation of mentioned altimetry-geodesy effect it is possible to present, that an orbit of the satellite which is determined relatively to the centre of mass, at a polar drift of the last to the north, as though rises or falls above a surface of the Earth depending on that - it flies by above a southern hemisphere or northern hemisphere [3] - [5]. An asymmetry in distribution of the ocean areas in relation to the specified hemispheres lead to additional (significant) effect of increase of sea level by averaging of altimetry measurements. Even if the sea level would not vary at all,

altimeters would find out its secular global increase. And in relation to ocean in polar part of northern hemisphere they would find out effect of decrease of sea level. The similar situation takes place with known Arctic paradox in decreasing of sea level in polar zones. An attempt of some scientists *“to put a horse and a quivering fallow deer to one harness”*, there were unsuccessful, and all scientific conclusions in sciences about the Earth of last 15 years anyhow basing on altimetry measurements, strictly speaking, are erroneous [7, 8].

“Have eyes, but do not see ...”. In unenviable position the scientists, trying by the natural reasons to explain a mistake in 100-150 % in value of rate of increase of an average global sea level, certainly, have got. To try to make it is possible, only having closed eyes on reality. A sympathy is caused with similar attempts. And how many they still that though somehow to rescue or even will be to smooth a situation with crisis, but it for the specified authors is unsolved problem.

“Have ears, but do not hear ...”. Unfortunately some authors of the specified erroneous works have occupied a strange position and refuse to discuss even the fact of huge distinction in rates of global increase of a level of ocean on the coastal and satellite data, being limited to excuses of absolutely not scientific character. For example, having heard on EGU 2008 reports of known experts that in extensive regions around of India, Africa and in general in extensive regions of a southern hemisphere the rates of increase of sea level at many stations are given with values of velocities of 0.5 - 1.0 mm/yr, and even negative values, Dr. Don Chambers says in his report, that a mean sea level, not looking on anything, increases with velocity in 3 - 4 mm/yr. At least it is necessary will stop and to think - in what the reason of similar divergences?

The strong illustration to told is obtained in work [2]. In this work on the basis of coastal data of observations the velocities of trends of sea levels for all main regions of the Earth (12 regions), including for last 15-20 years covering “altimetry period” have been determined. “Altimetry velocity” of increase of a global level does not explain any of these values presented on Fig. 2, and on the average surpasses them in twice and more times.

In application altimetry in sciences about ocean the author has specified the reason of the specified crisis in brief notes [3] - [5]. Suggested mechanism and geodynamic model [6] offered by the author specifies a unique possible output from crisis in geosciences. The ways of overcoming of discussed phenomenal problems clearly were pointed at my report at last General assembly EGU in Vienna (2009). I reproduce here the text of one from slides of my report [7].

“Altimetry virus” in geosciences and way of its elimination.

Scientific results on determination of increase of a global sea level, basing on altimetry measurements, are erroneous.

The scientific works basing on the joint analysis of altimetry and coastal methods of measurements, are strictly erroneous.

All results and conclusions in papers on geosciences based on altimetry

interpretation of sea level changes must be reconsidered and rewritten with taking into account the phenomenon of the secular drift of the center of mass of the Earth and relative trends of the core and mantle of the Earth.

Full explanation of observed sea level rise as global so and in northern and southern hemispheres on the base of mentioned mechanism in first was given by author [3]- [5] and discussed on this conference in another my report. The work was supported by grant RFBR 07-05-00939.

В докладе дано объяснение и указаны причины ошибочных оценок скорости возрастания среднего уровня океана, полученного большой группой известных западных ученых по альтиметрическим (спутниковым) наблюдениям.

1. Kuo Chung-Yen (2006) determination and characterization of 20th century global sea level rise. Report N 471. Geodetic Science and Surveying. Department of geological sciences. The Ohio State University, Columbus, Ohio, 43210.
2. Jevreeva S., Grinsted A., Moore J.C., Holgate S. (2006) Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *Journal Geophysical Research*, v. 111, C09012, doi: 10.1029/2005JC0032 29, 2006.
3. Barkin, Yu.V. (2007) About some mechanisms of the mean global sea level rise. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 15-20 April 2007). *Geophysical Research Abstracts*, Volume 9, 2007, abstract # EGU07-A-07151.
4. Barkin Yu.V. (2007) Global increase of mean sea level and erroneous treatment of a role of thermal factors. "Geology of seas and oceans: Materials of XVII International scientific conference (school) on mariner geology". V. IV. M.: GEOS. 2007. p. 18-20. In Russian.
5. Barkin Yu.V. (2007) Mechanisms of increase of mean sea level and solution of "attribution problem". "Geology of seas and oceans: Materials of XVII International scientific conference (school) on mariner geology". V. IV. M.: GEOS. 2007. p. 21-23. In Russian.
6. Barkin Yu.V. (2002) An explanation of endogenous activity of planets and satellites and its cyclisity, *Isvestia sekcii nauk o Zemle Rossiiskoi akademii ectestvennykh nauk*, Vyp. 9, M., VINITI, 45-97. In Russian.
7. Barkin Yu.V. (2009) Crisis in geosciences in epoch of altimetry measurments and ways of its overcoming. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19-24 April 2009). *Geophysical Research Abstracts*, Volume 11, 2009, abstract # EGU2009-1608.
8. Barkin Yu.V. Crisis in geosciences in epoch of altimetry measurments and ways of its overcaming. *Materiales of the international Conference "Electronic Geophysical Year: State of the Art and Results" (2009)*, edited by V. Nechitailenko, GC RAS, Moscow, 117 pp., doi: 10.2205/2009-REGYconf. P. 50, p. 97.

M. Goldman¹, E. Levi¹, B. Tezkan², and P. Yogeshwar²

(¹The Geophysical Institute of Israel, mark@gii.co.il; ²University of Cologne, Germany, tezkan@geo.Uni-Koeln.DE)

Application of geoelectromagnetic methods for delineating submarine high resistivity targets close to the seashore

The main objective of the present investigation was to examine different marine controlled source electromagnetic (CSEM) systems in order to select that/those one(s), which would be most efficient in delineating shallow and relatively high resistivity layer within conductive sub-seafloor environment (up to approximately 100 m depth) in presence of a relatively shallow seawater (several tens of meters deep), not far away from the coastal line (several kilometers offshore). The performed geophysical feasibility study represented an integrated part of a general hydrogeological investigation aimed at delineating the offshore extend of the deep freshwater sub-aquifer of the Mediterranean coastal aquifer of Israel that has been previously detected along the coastal line by on-land time domain electromagnetic (TDEM) measurements (Kafri and Goldman, 2006).

Since the offshore surveys had to be carried out in shallow seawater environment, the frequency domain CSEM measurements seemed problematic due to the well known airwave phenomenon at high induction numbers (e.g., Constable and Weiss, 2006). At low induction numbers, the frequency domain electromagnetic (FDEM) measurements in presence of highly conductive seawater and seafloor are also problematic due to a low resolution of all components with regard to thin resistive targets (e.g., Kaufman and Keller, 1982). Therefore the geophysical feasibility study was performed in time domain.

In the course of this study, all six components of the electromagnetic field generated by an electric dipole have been numerically investigated using different 1-D forward and inverse codes and 2-D forward modeling software (Druskin and Kniznerman, 1988).

The field experiments included both onshore and offshore measurements. The former were carried out close to the shoreline using adjacent central loop (CL) and broadside electric dipole – horizontal coil (AB-Bz) arrays. The offshore measurements included surface-surface, bottom-bottom and surface bottom broadside AB-Bz arrays.

Most of the onshore AB-Bz measurements exhibited sign reversals at relatively late times (roughly 10 ms), in which the measured signal was mostly coupled with the target, thus making any quantitative interpretation of the measurements hardly possible. Fortunately, these distortions disappeared offshore, where most of the measurements were interpreted either by 1-D inversion or by 2-D trial-and-error fitting.

The offshore measurements have exhibited another, even more unexpected peculiarity. All the offshore measured apparent resistivities and the interpreted models could be divided in two roughly equal groups. One group clearly showed

the presence of a relatively high resistivity layer (more than 10 ohm-m) at approximately 100 m depth below seafloor (Fig. 1) and the other group, in which the apparent resistivities and the interpreted resistivities did not exceed 1.5 ohm-m within the whole investigation depth range up to roughly 200 m below seafloor (Fig. 2). The affiliation of the measurement to one of the group was not dictated, as expected, by the distance from the coast, but rather by the position of the receiver coil with regard to the transmitter dipole and the coastal line. If the coil was located between the coast and the transmitter dipole (land-side array) the measured signal showed the existence of the target. If the coil was located at the opposite side of the transmitter dipole (sea-side array), it did not.

After extensive 2-D modeling, it was found out that both the above mentioned phenomena are caused by 2-D coastal effects. The sign reversals in the AB-Bz arrays are caused by the combined influence of the sea-coast resistivity contrast and by the shallow seawater intrusion into the coastal aquifer. This phenomenon plays extremely negative role in quantitative interpretation of the data since it is still mainly based on 1-D inversion. Fortunately, the sign reversals occur only at very short distances from the shoreline (tens of meters) and do not appear further offshore, at least within the actual measurement time range of the applied TDEM instruments (up to roughly 100 ms).

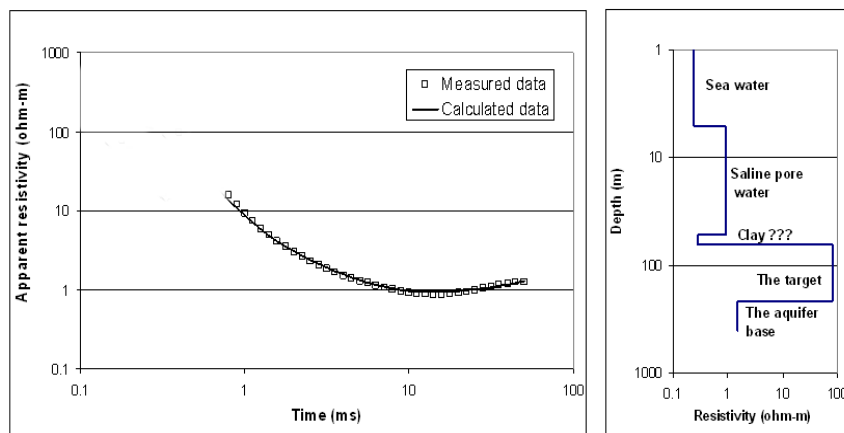


Figure 1. Measured and calculated data in the left and the interpreted model in the right for the land-side array.

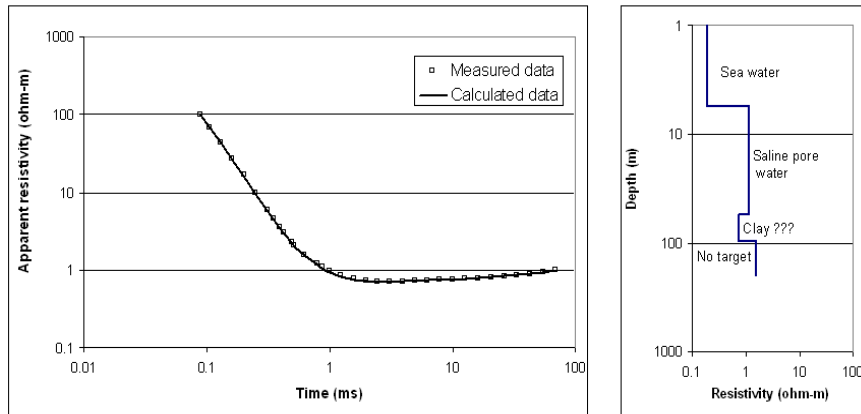


Figure 2. Measured and calculated data in the left and the interpreted model in the right for the sea-side array.

Contrary, the second phenomenon plays a positive role by significantly enhancing the signal caused by the presence of the high resistivity sub-seafloor target (freshwater layer within the sub-marine aquifer). Both actual measurements and 2-D calculations show that this 2-D coastal effect is manifested differently depending on the location of the receiver coil. The broadside dBz/dt exhibits the best resolution among all EM components (besides in-line E_z), if measured between the transmitter dipole and the coastal line (land-side array). However, if the receiver coil is located at the other side of the transmitter dipole (sea-side array), dBz/dt lacks the resolution almost entirely (Fig. 3). This phenomenon is observed only at short transmitter-receiver separations, while the resolution of dBz/dt is not significantly affected by the sea-coast resistivity contrast at large offsets. The observed coastal effect also only slightly affects the resolution of the signal measured by an electric dipole (E_x) or by a horizontal coil (dBy/dt).

Kafri, U., and M., Goldman, 2006, Are the lower sub-aquifers of the Mediterranean coastal aquifer of Israel blocked to seawater intrusion? Results of a TDEM (time domain electromagnetic) study: *Israel Journal of Earth Sciences*, 55, 55-68.

Constable, S., and C.J. Weiss, 2006, Mapping thin resistors and hydrocarbons with marine EM methods: Insights from 1D modeling: *Geophysics*, 71, G43–G51.

Kaufman, A.A., and G.V., Keller, 1983, *Frequency and transient sounding*: Elsevier Science Publishers B.V.

Druskin, V.L., and L.A. Knizhnerman, 1988, A spectral semi-discrete method for the numerical solution of three-dimensional non-stationary electrical prospecting problems: *Physics of the Solid Earth* (translated from Russian), 8, 63-74.

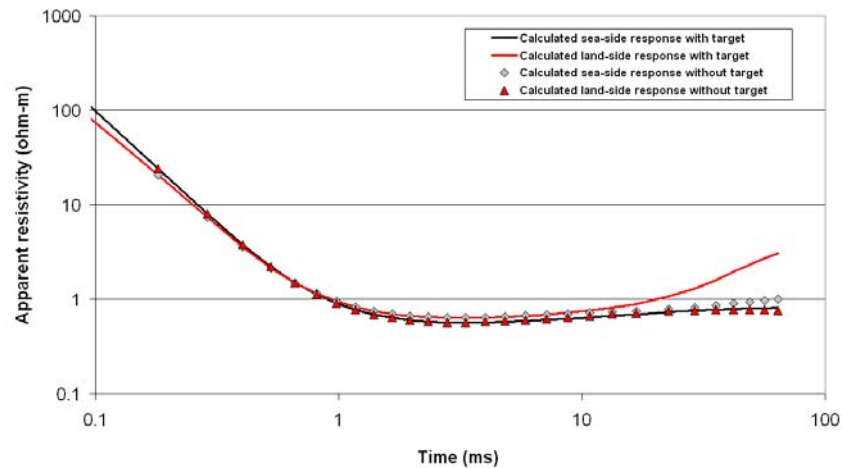


Figure 3. Calculated apparent resistivities for the 2-D model including target and without target for the land-side and sea-side arrays

H. Kurt¹, M.H. Cormier², L. Seeber³

(¹Istanbul Technical University, Department of Geophysics, Maslak-34469, İstanbul, Turkey, e-mail: kurt@itu.edu.tr; ²University of Missouri, Department of Geological Sciences, Columbia, MO 65211, USA, e-mail: cormiern@missouri.edu; ³Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, New York, USA, e-mail: nano@ldeo.columbia.edu)

A Young Origin for the Gulf of İzmit, Eastern Marmara Sea, Turkey

The North Anatolian Fault (NAF) is a major dextral continental transform fault system extending E–W across Turkey for over 1500 km. For most of its length, it consists of a narrowly-defined fault zone. However, in the Marmara region, the NAF splays into a northern branch and southern branch that accommodate some extensional component of slip. The Gulf of İzmit, located in the eastern Marmara Sea, is bisected by the NAF.

In response to the devastating İzmit earthquake that occurred in 1999 at its eastern end, 348 km of multichannel seismic (MCS) reflection data were collected along its length with the R/V Sismik-1, a collaborative project between the Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey (MTA) and the Department of Geophysics, Istanbul Technical University (İTU). The seismic data were processed at İTU to produce stacked and migrated sections. A

conventional data processing stream was applied to the data as follows: data transcription, in-line geometry definition, editing, CDP sorting, gain correction, band-pass filtering, velocity analysis, normal-move-out correction, muting, stacking, signal shaping deconvolution, band-pass filtering, automatic gain control, and poststack finite-difference time migration. Most of the seismic lines strikes N–S, perpendicular to the NAF, with a line interval of 1 km, except for a few lines with track spacing of 0.5 km. Acquisition parameters allow for 9- or 18-fold common-depth-point, an improvement on other seismic surveys from that area. The sampling interval and record length are 1 ms and 1,500 ms, respectively, altogether providing new insight on the detailed geometry of the NAF down to depth of ~1km.

In combination with existing multibeam bathymetric and higher resolution, shallower penetration seismic profiling (CHIRP) data, these MCS data highlight how the northern branch of the NAF crosses the Gulf of İzmit and connects westward with the deeper transform basins in the Sea of Marmara. Furthermore, it documents the detailed syn-tectonic stratigraphic setting of the Gulf of İzmit. The fault is nearly vertical from its surface trace down to about 1,000 m. Most strikingly, a 20° south-dipping major discontinuity is traced on all the seismic sections from the northern shoreline to the NAF (Fig. 1). In map view, the surface trace of this seismic discontinuity relate to a major interface that is sub-parallel to the northern coast, and it thus appears to correspond to the top of basement on the Kocaeli Peninsula. A Last Glacial Maxima paleo-shoreline visible in the multibeam bathymetry data is offset by the NAF in İzmit Gulf. That horizontal marker is also south-dipping, at a subtle angle of ~0.2°. That paleo-shoreline has been dated to ~10,000yr, indicating a tilt-rate of ~0.02°/1,000yr (20°/Myr). If a near-constant tilt rate is assumed, and if the unconformity was originally near-horizontal, the seismic reflection data suggests that the transform basins that compose İzmit Gulf initiated as recently as ~1 Ma. Alternatively, the dipping seismic unconformity may be an feature inherited from neo-Tethyan suture tectonics, and have no direct relation to NAF tectonics.

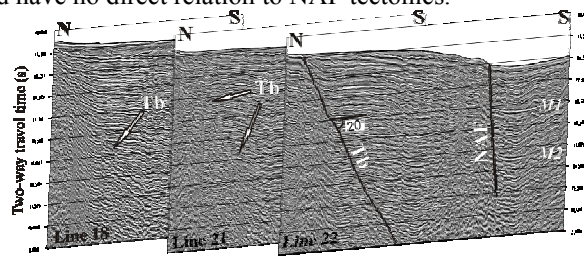


Figure 1: Time-migrated seismic sections of Gulf of İzmit for Lines 18, 21 and 22. The vertical feature in the middle part of the section is interpreted as the North Anatolian Fault (NAF). The south dipping discontinuity on the northern side shows the top of the basement (Tb) with a 20° southward dip. M1 and M2 indicate first and second order sea bottom multiples.

***СИМПОЗИУМ
ИМ. Л.П. ЗОНЕНЦАЙНА
“ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ
ПЛИТ”***

Н.А. Азербаяев

(Институт геологический наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан,
e-mail: nazer@nursat.kz)

Зональность, этапность и стадийность развития Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги в кембрии (Казахстан)

N.A. Azerbayev

(K.I. Satpaev Institute of geological Sciences, Almaty, Kazakhstan)

Zonality and Stages of Development of the Shyngys-Tarbagatai island Arc in Cambrian (Kazakhstan)

Изучение фаций островных дуг и их эволюции является одной из фундаментальных проблем современной литологии и геодинамики, т.к. оно позволяет реставрировать события, обстановки седиментации и литологические процессы на конвергентных границах литосферных плит.

Шынгыс-Тарбагатайская островная дуга расположена в Восточном Казахстане. Она протягивается в северо-западном направлении почти на 700 км, имеет ширину от 70 до 180 км и включает хребты Шынгыстау, Тарбагатай, Акшатау, горы Аркалык, Муржик и Алкамерген. Ведущая роль в строении этой структуры принадлежит вулканогенным, вулканогенно-осадочным и осадочным отложениям раннего палеозоя. Эта островная дуга находилась в Палеоазиатском океане. Этот палеоокеан впервые был реконструирован в работах Л.П. Зоненшайна. По мнению А.А. Моссаковского др. Шынгыс-Тарбагатайская островная дуга была самой большой в этом палеоокеане. По построениям Н. Л. Добрецова и М.М. Буслова эта островная дуга была частью Казахстанско-Тувино-Монгольской островодужной системы [1]. По мнению С.Г. Самыгина в развитии Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги имело место 3 цикла. Для каждого цикла могла существовать своя структурно-фациальная зональность. Доклад посвящен раннему и среднему кембрию – событиям на доостроводужном и I цикле островодужного этапа.

Группой сотрудников ИГН им. К.И. Сатпаева, куда входил автор, совместно с геологами производственных организаций разработана новая схема стратиграфии кембрия Шынгыс-Тарбагатайской области [2]. В этой схеме в Каншынгысской зоне была выделена атейская свита в основании среднего кембрия. Она состоит из известково-алевроитово-песчаной пачки, выше сменяющейся толщей толеитовых лав. Фаунистически подтверждено более раннее начало островодужного вулканизма. В Аркалыкской зоне впервые выделены маяжонская и ирсайская свиты. Выделение этих свиты внесло новое в понимание строения и развития этой островной дуги.

В Шынгыс-Тарбагатайской островной дуге выделены 3 структурно-фациальные зоны (рис. 1). Границы между ними в большинстве случаев проводятся по разломам. Структурно-фациальное районирование выполнено на макрофациальном уровне организации фациальных систем океана,

предложенном И.А. Мурдма [3]. Каншингская структурно-фациальная зона (СФЗ) на островодужном этапе была вулканической дугой, в которой начиная с начала среднего кембрия происходили излияния толеитовых лав. Эта зона располагается в средней части островной дуги (рис. 1, 2).

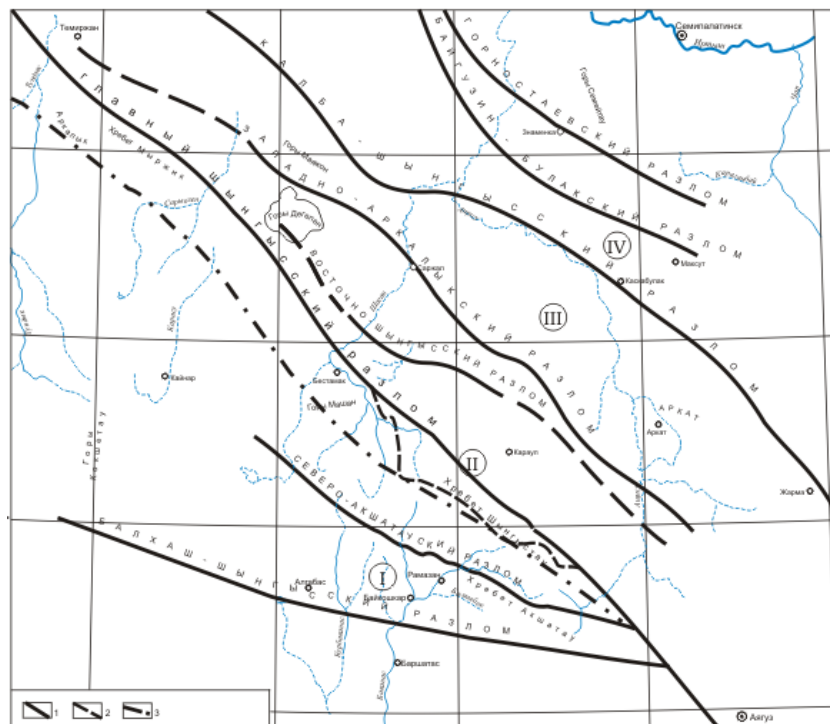


Рис. 1. Структурно-фациальная зональность раннего и среднего кембрия Шынгис-Тарбагатайской островной дуги.

Составил Н.А. Азербайев с использованием материалов Р.А. Борукаева, Т.М. Жаутикова, Н.В. Полянского, И.А. Ротараша. Структурно-фациальные зоны (римские цифры в кружках): I – Акшатауская, II – Каншингская, III – Аркалыкская, IV – Жарма-Саурская. 1 – главные разломы, часть из которых разделяют структурно-фациальные зоны, 2 – граница выходов островодужных фациальных комплексов юго-западнее Главного Шынгисского разлома, 3 – граница структурно-фациальных зон, проведенная по контуру распространения фациальных комплексов.

Юго-западная граница этой зоны нами проводится по контуру выходов островодужных вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов

среднего кембрия юго-западнее Главного Шынгысского разлома. Излияния толеитовых лав свидетельствуют, что Шынгыс-Тарбагатайская островная дуга была энсиматической.

Аркалыкская СФЗ находится в северо-восточной полосе этой дуги (рис. 1, 2). В этой зоне в конце раннего и в среднем кембрии отсутствовал вулканизм, и отложения этих эпох характеризуются флишоидным обликом. В среднем кембрии эта зона была преддуговым бассейном [3].

Акшатауская СФЗ располагается в юго-западной части дуги и была частью задугового бассейна [3] (рис. 1, 2). Из разработанной зональности следует, что колчеданные месторождения Космурун, Акбастау и Мизек расположены в задуговом бассейне. Этим подтверждается правильность выполненных структурно-фациальных построений.



Рис. 2. Поперечная модель Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги с главными структурно-морфологическими элементами – седиментационными бассейнами.

Фигурной стрелкой показано направление сноса тefры и вулканогенно-осадочного материала. Составлено с использованием материалов У. Дикинсона, Дж. Кеннетта, И.О. Мурдмаа, Д. Сили и И.В. Хворовой.

Реконструкция этапности выполнена с использованием результатов детальных литолого-фациальных исследований. В эволюции развития региона в раннем и среднем кембрии выделяются 2 этапа: доостроводужный и островодужный. В развитии островных дуг И.В. Хворовой предложено выделять конструктивные и деструктивные фазы [5].

Доостроводужный этап охватывает ранний кембрий. В Акшатауской СФЗ он характеризуется формированием известково-базальтового комплекса балкыбекской свиты. Т.Н. Хераскова первой высказала мнение, которое разделяется автором, что субщелочные базальты и андезибазальты по петрохимическим свойствам близки к таковым глыбовых поднятий океана. Нами установлено, что этот известково-базальтовый комплекс представляет

собой регрессивную серию вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований. Это свидетельствует о том, что в раннем кембрии происходило постепенное возвышение подводной горы. В атдабанском и ботомском веках на вершине симаунта формировались фации иловых известковых осадков водорослевых холмов – ВХ-ИИ и иловых известковых осадков археоциатово-водорослевых холмов – АВХ-ИИ, последовательно сменявших одна другую. Они формировались в интервале глубин от 180 до нескольких десятков метров [6]. Таким образом, на доостроводужном этапе сформировался Акштатауский симаунт. В конце этого этапа в тойонском веке Аркалыкская СФЗ была наиболее глубокой частью этой области, где сформировалась макрофация галечно-гравийно-песчано-алевритовых осадков подножия подводного поднятия – ГГПА-ППП. По Г. Куку и др. такие умеренно-глубоководные осадки формируются в интервале глубин от 1,5 до 4 км.

Островодужный этап состоит конструктивной и деструктивной фаз. **Конструктивная фаза** началась в начале среднего кембрия. По мнению М.Г. Ломидзе между началом субдукции и вулканизма имеет место амагматичная начальная фаза длительностью 1,5-3 млн лет. С нею, вероятно, связано образование осадочной пачки, находящейся в основании атейской свиты и подстилающей лавовые потоки. **На юной стадии** конструктивной фазы в первой половине амгинского века в Каншынгысской СФЗ изливались лавовые потоки толеитовых базальтов. Судя по макрофации гравийно-галечно-известково-алевритово-песчаных осадков среднего и внешнего шельфа – ГГИАП-СВШ ППВД, которая установлена в подстилающей пачке, вулканические излияния начались в обстановке среднего и внешнего гемишельфа подводного поднятия вулканической дуги в интервале глубин от 50-60 до 130-180 м. Вулканизм характеризовался низкой эксплозивностью. Петрохимический состав лав и анализ фаций свидетельствуют, что Шынгыс-Тарбагатайская островная дуга была внутриокеанической [3]. Она образовалась при субдукции плиты Палеоазиатского океана под Жонгаро-Балхашскую плиту с океанической корой (рис. 2). **На развитой стадии** во второй половине амгинского века в Каншынгысской СФЗ происходили излияния лав и лавобрекчий базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, образование тефр зербкызылской свиты, сформировался надсубдукционный Каншынгысский габбро-плагиогранитный комплекс.

На стадиях конструктивной фазы Аркалыкская зона была преддуговым бассейном или фронтальной котловиной. В первой половине амгинского века среднего кембрия здесь формировались алевритово-тефрово-песчаные осадки. В них выявлены слои базальтовых аллохтонных туфов, образовавшихся при подводных извержениях. Они являются отложениями тефровых потоков. Генетический тип отложений тефровых потоков впервые был выделен Л.Н. Ботвинкиной в островодужных областях [7]. Тефровый материал приносился из соседней Каншынгысской СФЗ, которая была вул-

канической дугой. С конца раннего и в среднем кембрии в Аркалыкской СФЗ большая роль принадлежала отложениям гравитационных потоков. Образовавшиеся макрофации составляют талассобатиальный комплекс и формировались на втором глобальном уровне лавинной седиментации. Седиментация здесь происходила с лавинной скоростью 161-161,8 м/млн лет [3].

Деструктивная фаза островодужного этапа приходится на майский век среднего кембрия. В Каншынгысской зоне на границе конструктивной и деструктивной фаз имел место перерыв, образование острова или островов и их размыв. В этой зоне выше перерыва и несогласия залегает трансгрессивная серия отложений чингизтауской свиты, состоящей из конгломератов, кварц-полевошпатовых песчаников, известковых алевролитов и органогенно-обломочных известняков.

Фронт внутриокеанической Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги в современном положении структур располагался на северо-востоке.

1. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, № 1. С. 93-108.
2. Ергалиев Г.Х., Васюков Ю.А., Клепиков Н.А., Азербайев Н.А., Пирогова Т.Е. Стратиграфия кембрия Аркалыкской зоны Шынгыс-Тарбагатайской складчатой области // Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана: Материалы Международного совещания. Алматы, 2002. С. 47-49.
3. Азербайев Н.А. Литолого-фациальные особенности отложений нижне-среднего кембрия, зональность и этапность развития Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2007. № 1. С. 5-16.
4. Мурдма И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с
5. Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полезн. ископаемые. 1992. №1. С. 3-12.
6. Азербайев Н.А. Фации иловых холмов в балкыбекской свите раннего кембрия в Шынгыс-Тарбагатайской островодужной системе // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез. Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 28-31.
7. Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 263. М.: Наука, 1974. 318 с.

Three structural facial zones have been specified in the Shyngys-Tarbagatai island arc. At the pre-island arc stage the Akshatau zone was a seamount. At the island arc stage the Canshyngys zone was a volcanic arc, and the Arkalyk zone was a forearc basin.

А.А. Баренбаум

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, azary@mail.ru)

Тектономагматические процессы в океанах и на континентах как следствия падений галактических комет

A.A. Barenbaum

(Oil and Gas research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Tectonomagmatic processes in oceans and continents owing to galaxy comets falls

В настоящее время объяснение важнейших тектономагматических процессов в океанах и на континентах – спрединг и внутриплитный магматизм, построено на двух разных физических идеях: концепции литосферных плит, основанной на механизме глобальной мантийной конвекции [1, 2], и концепции плюмов [3]. В обоих случаях полагают, что энергия этих процессов имеет эндогенную природу и выделяется в ядре планеты. Экзогенными (космическими) факторами обычно пренебрегают, хотя и допускают, что эти факторы могут играть роль спусковых механизмов при передаче энергии из земного ядра на поверхность [4].

Нами показано [5], что процессы в ядре служат не единственно возможным источником геодинамической активности планеты. Другим источником, причем более мощным, являются падения на поверхность Земли галактических комет.

Галактические кометы – это ранее неизвестный класс крупных космических тел, интенсивно бомбардирующих Землю и другие планеты Солнечной системы в периоды пребывания Солнца в струйных потоках и спиральных рукавах Галактики. В истории Земли такие периоды выделены как повторяющиеся через 20–37 млн. лет эпохи глобальных катастроф (геологических, климатических, биотических), выступающих естественными границами стратонов современной шкалы фанерозоя. В эти сравнительно короткие отрезки времени длительностью ~4–5 млн. лет на Землю может выпадать до $\sim 10^4$ – 10^6 галактических комет. Последняя кометная бомбардировка средней силы имела место на границе неогенового и четвертичного периодов и закончилась около 1 млн. лет назад.

Состоят галактические кометы в основном из водяного льда плотностью ~ 1 г/см³. Размер их ядра 0.1–2.5 км, масса 10^{12} – 10^{17} г, а энергия 10^{20} – 10^{25} Дж. Из-за наклона плоскости эклиптики к направлению на центр Галактики, область с максимальной плотностью кометных падений перемещается по земному шару между полюсами с периодом примерно 300 млн. лет [6].

В отличие от астероидов и комет Солнечной системы при падении на Землю галактические кометы не создают кратера. В земной атмосфере хрупкие ядра этих комет полностью разрушаются, формируя гиперзвуковую ударную волну, которая, по-видимому, с малым поглощением проникает на

глубину десятков – сотен километров в литосферу, где взрывным образом отдает энергию породам. Вследствие чего происходит быстрый локальный нагрев и частичное плавление пород с образованием «магматических камер».

Такие камеры сегодня обнаружены под многими подводными горами [7]. Объем камер $\sim 10^4 \div 10^5$ км³, а степень плавления в них пород $\leq 10\%$ [3]. Тем самым при образовании камер возникает объем расплава $\sim 10^3 \div 10^4$ км³. За счет разной плотности пород и вещества камеры в ней появляется избыточное давление, которое заставляет магму по каналу ослабленных пород, оставшемуся после прохождения кометной ударной волны, подниматься кверху. При этом и сама камера под действием архимедовой силы может всплывать к поверхности.

Время жизни камер более ~ 100 млн. лет [3], поэтому истечение магмы может длиться все 180 млн. лет существования ложа современных океанов и вызвать появление крупных подводных гор. Энергетический анализ показывает [8], что образование этих гор, а также цепей подводных хребтов, создаваемых горячими точками, вполне объяснимо падениями галактических комет. При свойственной кометам плотности падений возможны даже групповые эффекты [9], которые способны обеспечить выплавление и излияние наблюдаемого объема траппов в соответствующие геологические эпохи.

В данном сообщении обсуждаются тектономагматические явления, которые, по нашему мнению, могут быть вызваны галактическими кометами. В силу специфики взаимодействия кометных ударных волн с океаническими (тонкими) и континентальными (толстыми) плитами [6], падения в океан и на континенты рассмотрены отдельно. Условное различие между ними мы видим в том, что в первом случае возникающие в магматических камерах расплавы изливаются на поверхность (океаническое дно) в форме лав, а во втором – кристаллизуются в верхних зонах коры, создавая разные по морфологии интрузивные тела.

Классификация явлений первого типа с учетом предполагаемого одиночного или группового способа их формирования приведена в табл. 1. Выделены три градации, связанные с глубиной залегания магматических камер.

Табл. 1. Структуры, связанные с излиянием лав на поверхность

Залегание камеры	Одиночное формирование	Групповое формирование
1. Глубокое ($\sim n \cdot 100$ км)	Горячие точки	Горячие поля
2. Среднее ($\sim n \cdot 10$ км)	Подводные горы	Срединные океанические хребты
3. Малое ($\sim n$ км)	Сводовые поднятия	Трапповые плато (поля)

Горячие точки – места излияний на океаническое дно лав, поступающих с больших глубин. Число горячих точек ~ 50 [1]. Могут проявить себя в виде цепей подводных гор протяженностью до ~ 1000 км. Как мы полагаем, образуются кометами энергией $\sim 10^{25}$ Дж, создающими камеры на глубине ~ 100 км и более.

Все горячие точки располагаются в пределах так называемых **горячих полей** [10] – крупных магматических провинций площадью $\sim 10^6$ км². Их активность проявляется импульсами $\sim 1-5$ млн. лет в течение времени ~ 50 млн. лет [11]. Согласно нашей модели, время и характер активности провинций определяются неравномерным нагревом астеносферы галактическими кометами.

Подводные горы – вулканические постройки высотой от 0.5 до 6 км, более или менее равномерно покрывающие дно океанов. Их численность $\sim 10^6$ [12]. В процессе спрединга дна движутся от срединных океанических хребтов вместе с океаническими плитами, испытывая рост [13]. Создаются кометами с энергией $\sim 10^{23}$ Дж, образующими магматические камеры в толще океанической коры [8].

Сводовые поднятия – приподнятые на сотни метров участки океанического дна площадью $\sim 10^2-10^3$ км², сформированные с участием подущечных лав [12]. Их образование мы объясняем вспучиванием и растрескиванием поверхности дна вследствие неглубокого залегания магматических камер.

Трапповые плато – лавовые платформы высотой от сотен метров до первых км. Отдельные плато могут иметь объем $\sim 10^8$ км³, занимать площадь $\sim 10^7$ км² и формироваться за время $\sim 10^6$ лет [1]. Эпохи излияния траппов совпадают или несколько запаздывают относительно времен кометных бомбардировок [6].

Срединно-океанические хребты – планетарные разломы протяженностью $\sim 10^4$ км, в которых океаническая кора наращивается изливающимися лавами. Мы их объясняем конвективным выносом тепла из слоя астеносферы, нагреваемого кометами. Зона максимального нагрева астеносферы перемещается по земному шару, контролируя процессы раскола и перемещения литосферных плит [6].

В табл. 2 приведена аналогичная классификация интрузий, учитывающая их общепринятое подразделение на тела, согласные и несогласные по залеганию со слоистостью вмещающих пород.

Табл. 2. Морфологическая классификация интрузий

Глубина формирования тел	Согласное залегание	Несогласное залегание
1. Глубинные (> 1.5 км)	Лополиты	Батолиты
2. Среднеглубинные (1.5–0.5 км)	Силлы	Штоки

3. Приповерхностные (> 1.5 км)	Лакколиты	Дайки
--------------------------------	-----------	-------

Лакколиты – интрузивные массивы диаметром от ~ 100 м до нескольких км, приподнимающие вышележащие породы, не нарушая их слоистости. Имеют в разрезе грибовидную или куполообразную форму и плоскую подошву. Сложены вязкими кремнекислыми магмами. В нашей модели эти магмы поступают из расположенных снизу небольших магматических камер.

Силлы – плоские межслоевые интрузии, сложенные, как правило, породами основного состава. Располагаются на средних глубинах. Протяженность силлов может достигать ~ 300 км при толщине ~ 10-100 м. Нередко образуют тела одно над другим, соединенные ответвлениями, секущими вмещающие породы.

Лополиты – межпластовые интрузии формы блюдца и диаметром ~ 10 км. Преимущественно сложены породами основного и ультраосновного состава.

Батолиты – крупные линзовидные тела мощностью до 15 км и площадью до ~ 10⁴ км². Бывают удлиненные и изометрические в плане. Состоят в основном из пород кислого и среднего состава. Относятся к глубинным интрузиям.

Штоки – тела в виде колонн изометрической неправильной формы. Имеют меньшую мощность и диаметр, чем у батолитов.

Дайки – малые интрузии представлены заполненными кристаллизовавшимся расплавом трещины с параллельными стенками, пересекающими вмещающие породы. Состав даек меняется от кислого до основного. Бывают вертикальными, наклонными, расходящимися из одного центра и кольцевыми. Ширина даек варьирует от см до 5–10 км, а длина от ~ 10 м до ~ 10³ км. Малоглубинны.

Параметры интрузий разных типов, взятые нами из Википедии, указывают на то, что возникновение этих тел, вероятно, вызвано падениями мелких комет с энергией ~ 10²⁰-10²¹ Дж. В отличие от подводных гор и хребтов, создаваемых крупными магматическими камерами, образуемыми кометами с энергией ~ 10²⁵ Дж, мелкие кометы, как мы полагаем, способны формировать относительно небольшие быстро остывающие магматические камеры неглубокого залегания.

Итак, можно констатировать, что вся совокупность тектономагматических структур в океанах и на континентах вполне объяснима падениями на Землю галактических комет. Таким образом, энергия тектонических процессов может поступать к поверхности планеты не только «снизу» – из глубоких земных недр, но и приноситься «сверху» из космоса галактическими кометами. Данный вывод устраняет ряд принципиальных трудностей мантийной плюмовой геодинамики, отдельные положения которой поставлены в последние годы под сомнение [14].

1. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.. Современные проблемы тектоники и геодинамики. М.: Научный мир. 2004. 612 с.
2. Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. №9. С.4-40.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН. Фил. ГЕО. 2001. 409 с.
4. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир. 2003. 348 с.
5. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: «ЛИБРОКОМ». 2009. 544 с.
6. Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: анализ с позиций галактической концепции // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2004. №3. С.3-16.
7. Жулева Е.В. Геоморфология вулканических гор ложа океана. М.: ИО РАН. 2004. 185 с.
8. Баренбаум А.А. Подводные горы как области современного магматизма. Причина и механизм их возникновения // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2006. Т.1. С.33-37.
9. Баренбаум А.А. Процессы в земной коре и верхней мантии: проблемы горообразования и новейших поднятий земной коры // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Матер. XIV Межд. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. Ч.1. 2008. С.43-47.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука. 1992. 192 с.
11. Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Science Reviews. 2008. Vol.86. №1-4. P.175-202.
12. Ильин А.В. Изменчивый лик глубин. Проблемы изученности дна океана. М.: Наука. 1996. 186 с.
13. Баренбаум А.А. О происхождении и механизме роста подводных гор // Материалы XVII Международной научной конференции по морской геологии (ИО РАН). Т.IV. М.: ГЕОС. 2007. С.87-89.
14. Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. №1. С.3-22.

The unified morphological classification of tectonomagmatic bodies, explaining their formation at oceans and on continents by falling to the Earth galactic comets is offered. The given classification specifies confirms an opportunity of delivery of energy of tectonomagmatic processes by galactic comets.

Ю.В. Баркин

(Астрономический институт им. П.К. Штернберга, Москва)

Вынужденные колебания системы ядро-мантия Земли и их отражение в геологических, геодинамических и геофизических процессах

Yu. V. Barkin

(Sternberg Astronomical Institute, Moscow)

Forced oscillations of the core-mantle system of the Earth and their indications in geological, geodynamical and geophysical processes

Предложенная автором геодинамическая модель вынужденных колебаний оболочек Земли под действием гравитационного притяжения внешних небесных тел в последние годы получила важные приложения при объяснении сложных явлений в тектонике, геологии, геофизике и планетодинамике. В результате были решены некоторые фундаментальные научные проблемы и предсказаны новые явления. Геодинамическая модель проливает свет и позволяет более глубоко понять энергетику наблюдаемых процессов, механизмы цикличности и синхронности планетарных процессов в различных шкалах времени, происхождение инверсионных и антиподальных геологических структур, природу инверсии природных процессов, биполярность, упорядоченность, явление скручивания полусфер небесных тел и их широтных зон, универсальность и общую значимость модели и механизма вынужденных смещений и колебаний оболочек для многих небесных тел. Ряд планетарных явлений на Земле и на других планетах и спутниках был предсказан на основе базовых положений модели и в последние годы эти предсказания уже получили яркие подтверждения методами космической геодезии, в космических миссиях и в современных исследованиях системы Земля. В докладе обсуждаются указанные проблемы и планетарные явления с позиций геодинамической модели вынужденных колебаний оболочек Земли.

Геодинамическая модель вынужденных колебаний оболочек. “Так, гипотеза расширяющейся Земли [Проблемы..., 1984, Милановский, 1995] формально объясняет формирование рифтовых систем и спрединг в срединно-океанических хребтах, но не рассматривает другие аспекты глобальной геодинамики. Гипотеза пульсирующей Земли констатирует смену этапов общего расширения и сокращения тектоносферы в геологической истории планеты, но не объясняет причину этих изменений.” [1]. Предложенная автором геодинамическая модель вынужденных колебаний оболочек Земли [2] (для краткости введем условное обозначение: МВКО) объясняет формирование рифтовых систем и даже их упорядоченно-ориентированную структуру. Она же объясняет образование

складчатых и горных сооружений, их пространственно-временные закономерности. И нет нужды пребывать в раздумье – какую именно модель Земли принимать: расширяющейся или сжимающейся Земли. По нашей модели процессы сжатия и расширения являются циклическими и могут происходить на Земле в одни и те же геологические эпохи. Но, конечно, с различной интенсивностью и в определенных зонах Земли (или лучше сказать, по отношению к определенным противоположным полушариям). Эти процессы являются асимметричными, контрастными по отношению к своим полушариям. В этом смысле МВКО как бы объединяет и обобщает классические модели расширяющейся, сжимающейся и пульсирующей Земли. Кроме того в отличие от указанных моделей в МВКО четко указывается причина глобальных изменений (возмущений) Земли. Эта причина внешняя и имеет небесно-механическую природу [2, 3]. Именно дифференциальные гравитационные воздействия внешних небесных тел – Луны, Солнца, планет и др. на индивидуальные оболочки Земли вызывают их относительную раскачку (в первую очередь ядра и мантии Земли). “Оживленная” таким образом Земля проявляет активную динамику, циклические и иные временные изменения – вариации во всех планетарных геодинамических, геофизических, биофизических и иных процессах. Достоинством модели МВКО является то, что она “не отворачивает глаза в сторону” а, наоборот, объясняет основные и наиболее трудные для понимания явления, происходящие в геологической жизни Земли, других планет и спутников, как в солнечной системе, так и в других планетных и звездных системах. Еще раз укажу на эти труднейшие «камни преткновения» - планетарные явления: энергетика наблюдаемых процессов, цикличность, единство и синхронность планетарных процессов в различных шкалах времени, инверсия геологических структур и процессов, биполярность, упорядоченность геологических структур, направленность и упорядоченность природных процессов, скручивание полусфер небесных тел и их широтных зон, скачки природных процессов и катастрофы, универсальность и общая значимость для многих тел Вселенной. Многие природные явления из приведенного списка получили достаточно ясную динамическую трактовку и объяснение. Широкий ряд явлений из этого же списка был предсказан автором и, следует сказать, что эти предсказания постоянно набирают “очки” в свою пользу, получая подтверждения в высокоточных данных современных наблюдений. Например, впервые за вековую историю удалось объяснить наблюдаемые вековые изменения силы тяжести в современную эпоху на ведущих гравиметрических станциях мира (в Арктике, Антарктиде, Канаде, Европе) [4]. Был теоретически предсказан и подтвержден современными данными береговых наблюдений на приливных станциях инверсионный прилив, вызванный полярным дрейфом ядра Земли к северу. Решена 300-летняя проблема о возрастании глобального уровня океана [5, 6]. “Пали” такие фундаментальные проблемы

геодинамики, будоражившие умы ведущих ученых-геофизиков многих поколений, как вековой дрейф полюса оси вращения Земли и неприливное ускорение ее осевого вращения [7]. Получила динамическую интерпретацию повышенная активность многих процессов в полярных областях Земли, и других планет, а также спутников [8]. Дано динамическое обоснование синхронным скачкам активности планетарных процессов на Земле (в частности в 1997-1998 гг.) [8]. И многие другие планетарные явления. Ни одну из указанных геодинамических проблем не удалось бы решить без учета базового явления геодинамической модели – векового дрейфа ядра Земли к северу со скоростью около 2.6 см/год (и его соответствующих колебаний) по отношению к мантийной системе координат [7]. Поэтому все перечисленные научные результаты следует рассматривать как прямые подтверждения самой модели вынужденных колебаний оболочек небесных тел [2].

В известном учебнике В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе “Геотектоника с основами геодинамики” в разделе 1.3 детально и хронологически описаны основные этапы развития геотектоники за последние примерно 300 лет [10]. Предлагаемая модель МВКО, получившая многочисленные приложения и подтверждения, довольно естественным образом вписывается в перечень классических моделей и фундаментальных идей известных ученых-геологов, обобщает их, и в ряде случаев дает исчерпывающие ответы на наиболее трудные вопросы тектоники, геологии и геодинамики.

Циклы вариаций природных процессов. “Смещения оболочек определяют структуру и эволюцию системы трещин и разломов, направляют и контролируют перераспределения пластичных и флюидных масс, вариации всех физических полей Земли, вариации уровня океана, климатические вариации и, вообще, вариации практически всех планетарных геофизических процессов. Поскольку направляющий механизм является единым для всех указанных процессов, то их вариации характеризуются единым частотным базисом. При этом частоты являются некоторыми комбинациями частот орбитальных движений небесных тел и вращения Земли в различных шкалах времени. Гипотеза о единстве частотного базиса вариаций природных процессов уже получила многочисленные подтверждения.” (Баркин, 2005, с. 31) [3]. По нашей модели геологические изменения Земли с наиболее длинными (геологическими или галактическими, как их иногда называют) периодами, составляющими десятки и сотни миллионов лет, напрямую связаны с колебаниями или лучше сказать с эволюционными вынужденными смещениями ядра и мантии Земли с километровыми амплитудами. Колебания оболочек Земли при ее сложном галактическом движении вместе с телами солнечной системы определяют общий ход геогенеза с его закономерным чередованием в геологической шкале времени глобальных геодинамических обстановок. По нашей модели эпохи и циклы тектогенеза,

циклы формирования и распада суперконтинентов, фазы складчатости, циклы горообразования, циклы плюм-тектонической деятельности Земли, циклы всех глобальных природных процессов - это “детища” одного и того же механизма – вынужденных колебаний, раскачки и блужданий, а иногда и скачкообразных (катастрофических) смещений ядра и мантии Земли. Важнейшей чертой всех перечисленных процессов является свойство их инверсии, когда активность процессов в противоположных полушариях Земли (определяемых соответствующими направлениями радиальных смещений ядра) проявляется по-разному: асимметрично, контрастно или даже с противоположными по знаку тенденциями [2]. Получает динамическое обоснование цикличность и синхронность повторяемости геодинамических обстановок и глобальных процессов. Укажем на них. Интенсивность смещения ядра и его эксцентricность напрямую связана с тектонической активностью и плюм-тектонической деятельностью Земли. Радиальные смещения ядра определяют напряженное состояние всех слоев мантии и литосферы в частности. Т.е. циклическим смещениям ядра соответствуют циклические изменения состояний (обстановок) сжатия и растяжения. Последние определяют динамику активности рифтогенеза и спрединга. По нашим исследованиям циклы смещений ядра также четко соответствуют циклам изменения формы Земли, циклам вариаций вращения Земли и смещений ее полюса. Изменения формы Земли определяют изменения дна океана, которые также имеют циклический характер. Естественно, что деформации дна океана будут отражаться в вариациях его глобального уровня. Циклические смещения ядра, с его колоссальной избыточной массой, будут оказывать циклические гравитационные воздействия на все оболочки Земли, включая ее биосферу. Поэтому, мы четко указываем, что вся биота, все живое на Земле, в частности все общество и цивилизация находится под неусыпным вниманием и контролем “сердца Земли” – колеблющейся системы ядро-мантия. Все геологические, геофизические и геодинамические процессы имеют циклический характер и происходят синхронно [2]. Выполненный анализ показал, что кривые, отражающие известные циклические изменения указанных процессов, для периода последних примерно 570 миллионов лет являются подобными, а их пики максимумов и минимумов совпадают во времени.

1. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная геотектоника // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы (Отв.ред.В.Н.Шалпо). М: Институт физики Земли РАН, 2002. С. 64-83.
2. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее циклическости// Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. 2002. Вып. 9, М., ВИНТИ, с. 45-97.
3. Баркин Ю.В. Небесная механика ядра и мантии Земли: геодинамические и геофизические следствия//Тектоника земной коры и мантии. Тектонические

закономерности размещения полезных ископаемых: Тез. докл.: ГЕОС, 2005. С. 30 – 33.

4. Баркин Ю.В. Объяснение вековых вариаций силы тяжести на станциях Нью-Йорк-Олесунн, Медисин, Черчилл и Сайова. Материалы Международной Конференции: «Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» (Екатеринбург, 6 - 10 июля 2009 г.). 2009. с. 27-31.

5. Баркин Ю.В. Глобальное возрастание среднего уровня океана и ошибочная трактовка роли тепловых факторов. «Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (школы) по морской геологии». Т.IV. М.: ГЕОС. 2007. с. 18-20.

6. Баркин Ю.В. Механизмы возрастания среднего уровня океана и решение “attribution problem”. «Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (школы) по морской геологии». Т.IV. М.: ГЕОС. 2007. с. 21-23.

7. Баркин Ю.В. Вековой полярный дрейф ядра в современную эпоху: геодинамические и геофизические следствия и подтверждения// Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том 1. – М.: ГЕОС. 2008. С. 55-59.

8. Barkin Yu.V. Mechanism of non-tidal acceleration and secular pole drift of the Earth and prediction of similar phenomena for the Mars. The 6th Orlov Conference (June 22-24, 2009, MAO NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine). “The study of the earth as a planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy”. Abstract book. 2009. P. 47.

9. Barkin Yu.V. Moons and planets: mechanism of their life. Proceedings of International Conference “Astronomy and World Heritage: across Time and Continents” (Kazan, 19-24 August 2009). KSU, 2009. pp. 142-161.

10. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Учебник – 2-е изд. испр. и доп.- М.: КДУ, 2005.

Author’s geodynamical model of the forced oscillations of the Earth’s shells under gravitational action of external celestial bodies has been obtained important applications by explanation of complex phenomena in tectonics, geology, geophysics and planetary dynamics. In result the fundamental scientific problems have been solved and new planetary phenomena have been predicted.

Ю.В. Баркин

(Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга, e-mail: barkin@inbox.ru)

Объяснение некоторых планетарных природных явлений

Yu.V. Barkin

(Sternberg Astronomical Institute, MSU, Moscow)

Explanation of some planetary phenomena

Цикличность геодезических изменений. В.Н. Короновский и А.Ф. Якушова в [1] пишут: “Периодичность и ритмичность современных новейших и неотектонических вертикальных движений установлена на многих полигонах по данным специальных высокоточных измерений и геоморфологических и геологических наблюдений. Так, для современных движений по материалам повторных высокоточных нивелировок Н.И. Николаев приводит периоды в 37, 8-9, 5-6 лет и около года. Предполагается, что существуют даже суточные высокочастотные колебания земной поверхности. Как полагают К.Ф. Тяпкин и А.Г. Бондарук, колебания с годовой периодичностью имеют общепланетарный характер и, возможно, связаны с непрерывно изменяющимся ротационным режимом земного шара, к чему непрерывно вынуждена "приспосабливаться" форма геоида.” Поясним суть обсуждаемых явлений. Последние авторы справедливо замечают, что циклические геодезические явления имеют планетарный характер. Но, следует сказать, что вариации вращения Земли не являются определяющим фактором. Согласно геодинамической модели [2] указанные геодезические изменения определяются соответствующими вынужденными циклическими смещениями ядра относительно мантии с широким спектром частот, включающем указанные выше. Они определяются гравитационным влиянием избыточной массы подвижного ядра (в 17 масс Луны). Основные из этих смещений (например, годовое колебание) имеют полярный характер и соответственно вызывают последовательные сжатия и растяжения северного и южного полушарий, что надежно подтверждается данными космической геодезии [3]. При этом существенную роль играют перебрасываемые между полушариями атмосферные и океанические массы. Т.е. циклические вариации гравитационного притяжения колеблющегося ядра вызывают циклические вариации деформаций слоев мантии, причем эти деформационные изменения находятся в противофазе для регионов, расположенных, соответственно, в северном и южном полушариях. В работах автора [2, 4, 5], было показано, что все планетарные процессы на Земле должны испытывать синхронные вариации с широким спектром частот и в частности с суточными, полусуточными и другими часовыми периодами кратными им. Природа этих явлений напрямую связана с аналогичными циклическими вынужденными колебаниями и смещениями центра масс ядра. В силу эксцентричного положения ядра Земли (он смещен

примерно на 3-5 км в сторону Бразилии) оно испытывает циклические силовые гравитационные воздействия со стороны Луны и Солнца (периоды кратны лунному и солнечному дням). Ядро испытывает максимальное смещение от центра Земли, когда Луна (Солнце) расположены в плоскости меридиана центра масс ядра. Через половину солнечных суток ядро смещается в противоположную сторону, но с несколько меньшей амплитудой. Такие смещения ядра вызовут инверсионные суточные, полусуточные и часовые вариации напряженного состояния коры и, соответственно, геодезические изменения, находящиеся в противофазе для регионов расположенных в противоположных полусферах.

Механизм функционирования гидродеформационного поля Земли. Далее авторы [1] пишут. “Недавно Г.С. Вартаняном и Г.В. Куликовым было сделано очень интересное открытие, касающееся "гидрогеодеформационного поля" Земли. Было установлено, что на больших пространствах территории СССР уровень воды в скважинах внезапно начинает быстро повышаться, он как бы "возбуждается", а затем так же быстро в течение нескольких суток возвращается в нормальное состояние. В то же время в соседних районах после спокойного периода начинается подъем уровня воды, а затем он снова быстро снижается. Было высказано предположение, что подобная ритмичность связана с некоторым крайне малым сжатием земной коры, во время которого уровень воды в скважинах повышается. Следующее за сжатием расширение вызывает понижение уровня. Этот процесс периодического сжатия и расширения охватывает всю земную кору и проявляется на ее поверхности неравномерно и то там, то тут как бы "вспыхивают" очаги такого сжатия и расширения.” Описанное явление фактически было предсказано в геодинамической модели [2, 4, 5]. Описанные выше (“желаемые”) циклические вариации сжатий и растяжений земной коры планетарного характера организуются гравитационным влиянием ядра Земли, циклически смещающегося относительно центра масс мантии с различными частотами и амплитудами. Одно из основных (преимущественных) направлений смещения является полярная ось. Об этом в частности свидетельствуют данные космической геодезии о смещении центра масс Земли. Поэтому следует ожидать глобального планетарного явления инверсии в стояниях уровня воды в скважинах, расположенных в северном и южном полушариях. Суть его состоит в том, что, если в северном полушарии повсеместно наблюдается подъем уровня воды в скважинах, то в противоположном полушарии – в южном, следует ожидать обратного явления – понижения уровня воды в скважинах. Это явление планетарное и должно наблюдаться как бы сказать при усреднении эффектов изменения уровня воды по всему полушарию. Хотя в отдельных регионах могут наблюдаться более сложные локальные явления в поведении уровня воды.

Механизм возникновения кольцевых структур - призраков. Вполне

возможно, что с этим явлением, как считает Н.И. Николаев [6], связаны кольцевые "структуры - призраки", лишь иногда наблюдаемые со спутников. Структуры то появляются, то исчезают, что обусловлено изменением режима подземных вод, в свою очередь связанным с чередованием сжатия и напряжения в земной коре. Проявления указанных кольцевых структур также диктуется механизмом относительных трансляционных смещений ядра и мантии Земли. При малых смещениях кольцевые структуры не проявляются или остаются малозаметными, но при значительных смещениях подземные воды подступают к поверхности в доступных для этого местах, которые и делают заметными соответствующие кольцевые структуры.

Подземные воды Марса. Возможно, под поверхностью Марса скрываются огромные количества воды в жидком состоянии, и периодически могут происходить ее выбросы на поверхность. Механизм воздействия на грунтовые воды на Земле и Марсе может иметь единую природу, связанную с вынужденными относительными покачиваниями оболочек этих планет. Подобные выбросы воды обнаружены на Марсе в большом количестве. Исследователи полагают, что вода, выходящая на поверхность, может достаточно длительное время свободно течь по поверхности, неся с собою вниз по склонам породу и грунт, прежде чем замёрзнуть до твердого состояния. Эти свежие отложения дают повод предполагать, что и сегодня на Марсе в некоторых местах из глубин планеты периодически выходит на поверхность вода в жидком состоянии, а затем в течение непродолжительного времени стекает по склонам. Еще 22.06.2000 на пресс-конференция космического агентства NASA были продемонстрированы изображения поверхности Марса, сделанные орбитальным зондом Mars Global Surveyor (рис. 1). На представленных фотографиях были запечатлены каналы и овраги на склонах кратеров, которые, по мнению специалистов, были образованы потоками воды. Всего обнаружено около 120 областей, где геологические структуры подтверждают недавнее существование здесь поверхностных водных потоков. Почти все эти области расположены в средних и высоких широтах Марса, то есть выше 30 градуса северной и южной широты, причем большая часть из них находится в южном полушарии. Описанные явления эпизодической гидрологической активности на Красной планете хорошо объясняются с позиций развиваемой геодинамической модели возбуждения оболочек планеты.

В соответствие с нашей геодинамической моделью [2] в силу предполагаемой высокой эксцентricности ядра Марса (смещенного примерно на 30 км к северу [7]) должна наблюдаться глубокая асимметрия в распределении атмосферных масс (в том числе пылевой составляющей) и масс воды как в атмосфере (водяной пар), в полярных шапках (водяной лед) и жидкой грунтовой (подземной) воды между южным и северным

полушариями. Такое перераспределение воды есть результат длительной геологической эволюции Марса на этапе, которому соответствует указанное феноменальное смещение ядра. Эти ожидаемые явления полярной инверсии в распределении флюидов Марса уже получили первые подтверждения в данных наблюдений последних лет. Причем имеются признаки того, что описанное асимметричное распределение воды не является статической картиной, а постоянно меняется во времени. В современную эпоху происходят как годовые (марсианские) колебания содержания воды в полушариях, так и медленная (вековая) вариация.

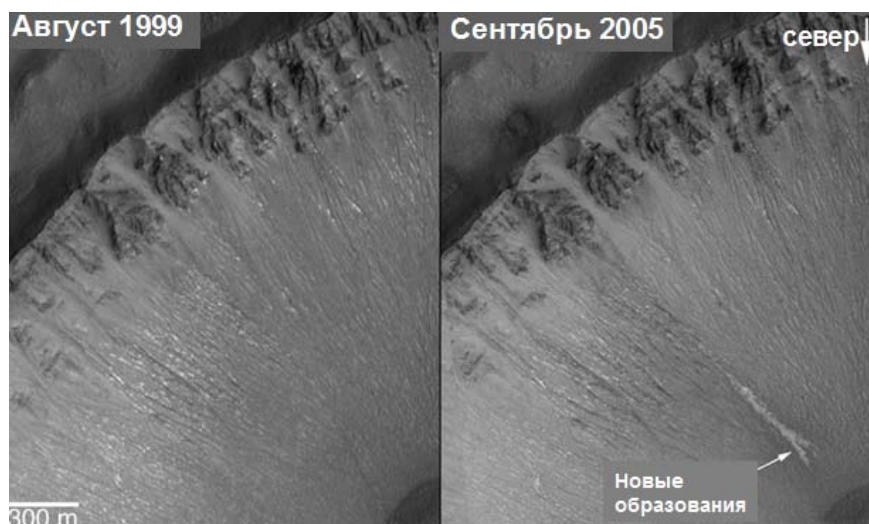


Рис. 1. Выбросы грунтовых вод на Марсе.

1. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. Раздел 13.3. Новейшие движения и методы их изучения. М.: Высшая Школа. 1991. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1163814>.
2. Баркин Ю.В. (2002) Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности. Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Вып. 9, М., ВИНТИ, с. 45-97.
3. Barkin, Yu.V.; Shuanggen J. (2007) On variations of the mean radius of the Northern and Southern Hemispheres of the Earth. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 15-20 April 2007). Geoph. Res. Abs., Vol. 9, 2007, abstract # EGU07-A-08183.
4. Баркин Ю.В. (2005) Колебания ядра Земли, новые океанические приливы и динамические следствия. Матер. XI Межд. конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере» (г. Сыктывкар, 20 по 22 сентября 2005 г.), Изд-во Инст. Геол. Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, с. 26-28.

5. Баркин Ю.В. (2007) Свободные трансляционные колебания системы “ядро-мантия” Земли и вариации природных процессов с часовыми периодами. “Нелинейный мир”, N 1-2. Издательство “Радиотехника”. С. 1-12.
6. Николаев Н.И. (1988) Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М., 1988.
7. Barkin Yu.V. (2009) About possible polar drifts of centers of mass of the Earth and Mars. Abstract Book (CD) of European Planetary Science Congress (Potsdam, Germany, 13 – 18 September 2009), Vol.4, EPSC 2009-118.

On the base of author’s geodynamical model of forced relative oscillations of the core-mantle system of the planet an explanation of the some planetary geodynamical and geophysical phenomena on the Earth and Mars are given from general basical positions.

Ю.Н. Братков

(Центральный НИИ машиностроения, Королев)

Антисимметричность динамических моделей океанов и континентов: классификационный подход

Yu.N. Bratkov

(Central Research Institute of Machine Building, Korolev)

Antisymmetry of dynamic models of oceans and continents: classificatory approach

Используется обнаруженное автором подобие сверхмедленных течений земной коры и классических течений газодинамики и гидродинамики, включая сверхзвуковую газодинамику.

По аналогии с динамикой атмосферы имеются восходящие течения (выпуклые вверх, т.е. континенты) и нисходящие течения (выпуклые вниз, т.е. впадины морей и океанов). Горные хребты и русла рек зачастую являются ударными волнами таких течений.

Проведена классификация течений: Южные Америки, Северные Америки, Антарктиды и др. Классификация течений справедлива и для других планет. Классификационный подход оказывается исключительно плодотворным и позволяет выявить весьма нетривиальные многоуровневые структуры [1, p.24, Fig.10; p.34, Fig.6; p.12]. Для каждого океана имеется довольно точный структурный аналог в виде части континента (например, Сибирь и северная часть Тихого океана [1, p. 33-34]).

Под «скоростью звука», как обычно, понимается скорость распространения возмущений, но в случае геодинамики речь идет о сверхмедленных возмущениях, не имеющих никакого отношения к распространению звуко-

вых колебаний. Основная ситуация, в которой в геодинамике возникают «сверхзвуковые» течения, – распространение ударных волн: конец ударной волны движется со «сверхзвуковой» скоростью. Сверхзвуковое движение можно распознать по отошедшей вперед ударной волне.

Обнаружены собственные числа течений, представляющие собой проявление того простого факта, что радиус планеты укладывается вдоль экватора нецелое число раз. Собственные числа определяют угловой размер больших кольцевых бассейнов: если сделать глобусы планет одинакового размера, их крупные кольцевые бассейны будут иметь одинаковый диаметр. (Если точнее, таких типовых диаметров несколько.) Волновая трактовка больших кольцевых бассейнов согласована с наличием у многих бассейнов антиподальных объектов.

За образец изложения взят классический фотоальбом течений [2].

1. Yu. N. Bratkov, *Geological flows*, arXiv: 0811.3136, 20 Nov 2008. <http://arxiv.org/abs/0811.3136>
2. Van Dyke, M. An album of fluid motion, Stanford, The Parabolic Press, 1982. М. Ван-Дайк, Альбом течений жидкости и газа, М.: Мир, 1986.

Similarity of geological structures and classical pictures of classical flow dynamics is obtained. One could speak on convex up flows (continents) and convex down flows (bottoms of seas and oceans). Mountain ranges and river bottoms often are shock waves of such flows. For each ocean there exist a continental region with (enough detailed) structural symmetry. Also see [1, p.41].

Н.И. Гуревич¹, С.А. Меркурьев²

(¹Геологический институт РАН, Москва, e-mail: n.gur@mail.ru, ²СПбФИЗМИРАН, Санкт-Петербург, e-mail: sam_hg@hotmail.com)

Эволюция южной части Американо-Азиатского бассейна, СЛО, по данным геоисторического анализа магнитных аномалий

N.I. Gurevich¹, S.A. Merkouriev²

(¹Institute of Geology RAS, Moscow, ²SPbF IZMIRAN, St. Petersburg)

Evolution of the Amerasia Basin' southern part, the Arctic Ocean, on the basis of Geohistorical analysis of magnetic anomalies

В ходе предыдущих исследований на основании сопоставления геофизических полей структур Американо-Азиатского бассейна с геофизическими полями "нормальной" и "аномальной" океанической коры и континентальных фрагментов в пределах океанических бассейнов, сделан вывод об океаническом типе коры котловин Подводников, Макарова, Канадской и районов

хребтов Альфа и Менделеева. Показано, что хребты Альфа и Менделеева - это океанические поднятия, сформировавшиеся у ослабленных зон в океанической коре - осей спрединга (ОС), утративших активность, в результате внутриплитовой вулканотектонической активизации.

Геоисторический анализ магнитных аномалий подтвердил этот вывод. Он показал, что Амеразийский бассейн сформировался в поздней юр-неокоме от сложной системы ОС. Доклад об эволюции северной части Амеразийского бассейна, включающей котловины Подводников, Макарова, северную часть Канадской котловины и хребет Альфа, был представлен нами на предыдущую «Школу» [т. 4, с. 62 - 64].

Настоящий доклад посвящен эволюции южной части Амеразийского бассейна, в который входят хребет Менделеева с прилегающими с запада и востока небольшими бассейнами, Чукотский блок и южная часть Канадской котловины. Здесь идентифицированы четыре группы спрединговых магнитных аномалий, возраст которых уменьшается в восточном направлении.

В пределах хребта Менделеева и прилегающих бассейнов выявлена группа позднеюрских (оксфордских-киммериджских) магнитных аномалий от M30г до M24An возраста 157,5-152,33 млн лет. Полная скорость спрединга систематически уменьшалась в южном направлении от 8 см/год до 4 см/год. Выявлена прямая связь между рельефом дна и гравитационными аномалиями в свободном воздухе и отсутствие связи между рельефом и эффективной намагниченностью.

В депрессии Нордвинд, в центре Чукотского блока, опознаны аномалии от M23г до M22г возраста 151,5-150,3 млн лет с такими же скоростями спрединга, как в районе хребта Менделеева. Хотя наличие океанической коры в депрессии Нордвинд нуждается в проверке, в ее пользу свидетельствует рельеф дна – депрессия с центральным хребтом [Hall, 1990], прямая связь между рельефом дна и гравитационными аномалиями в свободном воздухе и отсутствие связи между рельефом и магнитной аномалией (ΔT)а.

Две группы спрединговых магнитных аномалий разного простирания обнаружены в южной части Канадской котловины, что говорит о двух стадиях эволюции акватории. На первой стадии в титоне и берриасе (аномалии от M21г до M17г возраста 148-141,7 млн лет) ось спрединга была ориентирована на северо-восток и продвигалась к северо-востоку. Спрединг был параллелен Канадской Арктической окраине, имевшей трансформный характер. Между южной и северной частями Канадской котловины находилась континентальная кора, размер которой сокращался по мере продвижения оси спрединга. Около 140 млн лет назад произошел скачек ОС. Ось спрединга стала субмеридиональной и началось веерообразное раскрытие дна, происходившее с середины берриаса по готерив (аномалии от M16n до M5n возраста 139,7 - 127,5 млн лет). На первой стадии полная скорость спрединга уменьшалась к северу от 9,0 см/год до 7,0 см/год, на

второй уменьшалась к югу и менялась во времени от медленной до ультрамедленной.

Таким образом, основной особенностью формирования южной части Американо-Азиатского бассейна являлся перескок оси спрединга к востоку в континентальную кору. Этим объясняется наличие здесь большого блока континентальной коры – Чукотского блока.

Выполнены плитотектонические реконструкции дна южной части Американо-Азиатского бассейна с прилегающими континентальными структурами на эпохи аномалий: M17г (141 млн лет назад), M20г (146.5 млн лет назад), M23г (151.5 млн лет назад) и M30г (157.5 млн лет назад). Все реконструкции увязаны с выполненными ранее реконструкциями дна северной части Американо-Азиатского бассейна. В результате установлена эволюция южной части Американо-Азиатского бассейна.

- До начала спрединга южный конец будущих сопряженных континентальных окраин хребта Нордвинд и острова Бэнкс-трога Кагмаллит находился севернее депрессии Ханна, а северный конец – возле юго-западной части Свердрупского бассейна.

- В результате разрастания океанического дна в северной части Канадской котловины и в районе хребта Менделеева трансформные разломы отделили указанные окраины от Свердрупского бассейна и от депрессии Ханна и Арктической Аляски.

- Спрединг в районе хребта Менделеева привел к смещению к юго-востоку будущего Чукотского блока и района острова Бэнкс.

- В результате предполагаемого кратковременного спрединга у ОС Нордвинд район хребта Менделеева с континентальными окраинами повернулся к западу, а будущие сопряженные континентальные окраины хребта Нордвинд и острова Бэнкс-трога Кагмаллит и остров Бэнкс – к востоку.

- На 1-ой стадии эволюции южной части Канадской котловины восточная континентальная окраина будущего хребта Нордвинд оставалась в том положении, в каком она оказалась в результате разрастания океанического дна в районе хребта Менделеева и в депрессии Нордвинд. Ось спрединга продвигалась к северо-востоку и смещалась к юго-востоку. В результате континентальная окраина острова Бэнкс-трога Кагмаллит постепенно расходилась с хребтом Нордвинд и перемещалась на юго-восток. Южный конец трога Кагмаллит постепенно приближался к дельте реки Маккензи. К концу берриаса окраины окончательно разошлись, а хребет Нордвинд был изолирован от соседних континентов.

- Около 140 млн лет назад в южной части Канадской котловины произошел скачек оси спрединга и началось веерообразное раскрытие дна. В результате повернулась на 11° против часовой стрелки и окончательно сформировалась восточная континентальная окраина хребта Нордвинд. Из-за взаимодействия литосферных плит северной и южной частей Американо-Азиатского бассейна остальные части Чукотского блока повернулись на меньшие

углы, а сам Чукотский блок оказался в условиях сжатия. На 11° против часовой стрелки повернулись Арктическая Аляска и депрессия Ханна, что подтверждено палеомагнитными данными.

- Плитотектонические реконструкции показали, что с начала веерообразного раскрытия дна Чукотский блок являлся структурой сжатия, в результате которого возникли хребет Нордвинд, Чукотский купол и Чукотское поднятие. О том, что это структуры сжатия, свидетельствует уменьшение ширины перечисленных структур со 140 млн лет назад. Депрессия Нордвинд является скорее спрединговой структурой, а не структурой растяжения.

- Правильность плитотектонических реконструкций подтверждается стратиграфическими данными [Grantz et al., 1998].

Four stage of spreading occurred in the Southern Amerasia Basin during the Late Jurassic-Neocomian. Presence of the large continental parts of the Chukchi Borderland was consequence of the spreading center jumping to the east from the Mendeleev Ridge to the Northwind Basin and then to the Southern Canada Basin. Chukchi Borderland underwent to compression during the second stage of the fan-shaped spreading in the Southern Canada Basin in the Neocomian.

А.Е. Ескин

(Геологический институт РАН, e-mail: artye@yandex.ru)

Метаморфические парагенезисы габброидов океанической коры (Срединно-Атлантический хребет, 5-7° с.ш.)

A.Ye. Eskin

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Metamorphic paragenesis of gabbros from ocean crust (Mid-Atlantic ridge, 5-7° N)

При драгировании Срединно-Атлантического хребта в районе нетрансформного смещения Сьерра-Леоне, расположенного между 5° и 7° 10' с.ш., было поднято большое количество габброидов, характеризующих третий слой океанической коры [1, 2]. Данные габброиды очень разнообразны как по первичным магматическим особенностям, так и по присутствию в них разнообразных метаморфических структурно-вещественных изменений. Несмотря на это, они имеют ряд общих признаков, позволяющих связывать их формирование и метаморфическое преобразование с теми или иными условиями.

Среди основной массы габброидов резко выделяются рудные габброиды, отличающиеся присутствием не только большого количества (5-30%) рудных минералов, но и высокотемпературных структур пластических дефор-

маций. В остальных габброидах широко распространены разнотемпературные структуры пластических и хрупких деформаций и признаки гидротермального замещения первичных минералов более поздними. Детальное рассмотрение данных структурно-вещественных особенностей позволяет восстановить условия формирования и метаморфического преобразования габброидов и оценить роль разрывных нарушений в формировании 3-го слоя океанической коры исследуемого района.

По присутствию тех или иных деформационных структур и минеральных метаморфических фаз в габброидах можно выделить 7 метаморфических структурно-вещественных парагенезисов, каждый из которых характеризует определенные температуры, относительное стрессовое напряжение (давление), скорость деформации и количество метаморфического водного флюида, участвующего в формировании данного парагенезиса:

1. Крупные (от 0,15 до 1 мм) необласты, находящиеся в ассоциации с структурными признаками субсолидусных деформаций и амфиболами магматического происхождения. В породах с данными метаморфическими парагенезисами пластическим деформациям подвержены все породообразующие минералы: плагиоклаз, оливин и пироксены. Присутствующие амфиболы кристаллизовались из остаточных магматических расплавов. В некоторых габброидах часто встречаются узкие (несколько мм) зоны милонитов. Формирование данного парагенезиса связано как с динамической, так и со статической рекристаллизацией. Температурный диапазон формирования данных деформационных структур соответствует условиям гранулитовой фации метаморфизма. Деформации происходили при невысоких стрессовых напряжениях, часто в присутствии не до конца кристаллизовавшегося расплава.

2. Крупные необласты в ассоциации с высокотемпературными метаморфическими амфиболами. Габброиды с данным парагенезисом структурно очень похожи на габброиды с выше описанным первым парагенезисом. Основным отличием является отсутствие в них милонитизированных участков и признаков субсолидусных деформаций. Данный парагенезис формировался в температурном диапазоне, соответствующем условиям близким к верхним частям амфиболитовой фации метаморфизма. Деформации данных пород происходили в присутствии водонасыщенного метаморфического флюида при невысоких стрессовых напряжениях.

3. Мелкие (от 0,05 до 0,25 мм) необласты. Габброиды с мелкими необластами имеют наиболее широкое распространение. Для них характерна гнейсовидная текстура и порфиробластовая структура. Они были деформированы в условиях простого сдвига при более высокой скорости деформации и синкинематической циркуляции обогащенных водой метаморфических флюидов, в температурных условиях к амфиболитовой фации метаморфизма.

4. Структуры милонитизированных габброидов. Милонитизирован-

ные габброиды представляют собой тонкозернистые интенсивно деформированные породы с линзовидно-полосчатой текстурой или образуют узкие полосы мощностью до 5-10 мм в рекристаллизованных габброидах. В тенях давления некоторых порфирокластов, расположенных в основной массе милонитового материала, присутствуют борозды нарастания. Они вытянуты параллельно линейности и полосчатости, латерально переходят в узкие полосы. Часто присутствуют сигмоидальные структуры вращения порфирокластов.

Милонитизация габброидов происходила при пластическом течении пород в сдвиговых условиях в присутствии водного флюида. Деформации осуществлялись при высоких температурах, близких к условиям гранулитовой фации метаморфизма, при умеренном стрессе, но при достаточно высокой скорости и/или продолжительной по времени деформации, скорость деформации при этом независимо от стресса увеличивалась.

5. Синдеформационные структуры хрупких и пластических деформаций. Структуры пластических деформаций в породах с данным парагенезисом представлены главным образом деформационными двойниками, полосами излома, волнистым угасанием и небольшим количеством мелких не-областов. Данные структуры пространственно связаны с структурами хрупких деформаций и являются наиболее низкотемпературными среди всех выше описанных структур. Они возникали в условиях близких к зеленосланцевой фации метаморфизма при наиболее высоком стрессе и в присутствии водного флюида в количестве, достаточном для формирования широко распространенных в этих породах гидротермальных минералов.

6. Структуры хрупких деформаций и катаклазиты. Признаки хрупких деформаций в габброидах представлены разнообразными трещинами и катакlastическими структурами. Трещины возникали как одновременно с проникновением в них гидротермального флюида и формированием вторичных гидротермальных минералов, так и независимо от участия флюида. Данные деформации происходили при наиболее низких температурах, близких к зеленосланцевой фации метаморфизма, и наиболее высоком стрессе.

7. Метасоматические изменения. Гидротермальные преобразования габброидов происходили как одновременно с деформационными процессами, так и независимо от них. Они представлены главным образом амфиболитизацией пироксенов и серпентинизацией оливинов.

Изучение взаимоотношений перечисленных структурно-вещественных парагенезисов указывает на то, что метаморфические преобразования рассматриваемых габброидов представлены полистадийными деформационными и гидротермальными изменениями, начавшимися еще в субсолидусной стадии кристаллизации расплава и продолжавшимися при последующем понижении температуры, увеличении внешнего стресса и влияния гидротермального водонасыщенного флюида. Они происходили в широком

диапазоне условий, меняющихся от гранулитовой до зеленосланцевой фации метаморфизма.

Тектоническая активность в районе коренным образом влияла на особенности строения разреза океанической коры, на формирование габброидов и на образование в них метаморфических парагенезисов. Основное значение при этом играла глубина преобразования габброидов. Многие из них испытали неоднократные регрессивные метаморфические изменения на разных глубинных уровнях. Они происходили в остывающих телах и могли быть связаны с выведением пород в верхние горизонты океанической коры. На больших глубинах при высоких температурах, относительно низком стрессе и под действием всестороннего давления, препятствующего раскрытию трещин, зерна породообразующих минералов деформировались путем частичной и полной рекристаллизации. Это вело к появлению в габброидах структур с крупными рекристаллизованными зернами. На более высоких уровнях при меньших температурах, более высоком стрессе и участии водного флюида формировались деформационные структуры с мелкими необластами. В ослабленных зонах верхних частей коры при низких температурах, высоком стрессе и влиянии еще большего количества водного флюида преобладали хрупко-пластические деформации. При наиболее низких температурах и наиболее высоких стрессовых напряжениях на небольших глубинах габброиды были подвержены хрупким деформациям и катакластическому течению.

Выведение глубинных пород к поверхности происходило главным образом за счет их пластического и катакластического течения вдоль разрывных нарушений, развивающихся преимущественно в условиях простого сдвига. Данные нарушения разделяли тектонические блоки, сложенные слабо деформированными или недеформированными породами. Наиболее интенсивные деформации происходили при пластическом и катакластическом течении пород в зонах разрывных нарушений, ограничивающих данные блоки.

При вертикальном перемещении габброидов высокотемпературный метаморфизм последовательно сменялся более низкотемпературным, увеличивалось количество сопутствующего деформациям водного флюида, усиливалась интенсивность деформаций, пластические деформации сменялись хрупко-пластическими и катакластическими.

1. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 803–806.
2. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и формирование океанической коры в области “сухого” спрединга Центральной Атлантики (7° 10' – 5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.

Парагенезис габброидов	Фация метаморфизма, температура	Стрессовое напряжение (давление)	Скорость деформации	Влияние метаморфического флюида
Милониты	Гранулитовая ~750-950°C	Низкое – среднее	Высокая	Нет или в небольшом количестве
Крупные не-области, суб-солидусные деформации	Гранулитовая ~700-900°C	Низкое	Низкая	Нет
Крупные не-области, метаморфические амфиболы	Верхние части амфиболитовой, ~500-700°C	Низкое	Низкая	В небольшом количестве
Мелкие не-области	Амфиболитовая ~450-550°C	Среднее	Средняя	В большом количестве
Синдеформационные структуры хрупких и пластических деформаций	Зеленосланцевая ~250-400°C	Высокое	Средняя – высокая	В большом количестве
Метасоматиты	Зеленосланцевая, цеолитовая ~200-350°C	Низкое или отсутствует	Отсутствует	В очень большом количестве
Габброиды со структурами хрупких деформаций	До 350°C	Высокое	Высокая	Различное, главным образом в большом количестве

Different metamorphic paragenesis are present in gabbros from the third layer of the oceanic crust. They characterize the different condition and appear on different deep level in process of the removing the rocks in upper horizons oceanic crust.

Л.А. Изосов¹, В.И. Чупрынин²

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, e-mail: izos@poi.dvo.ru, ²Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, e-mail: chuprynin@tig.dvo.ru)

Фундаментальная проблема геотектоники: соотношения вертикальных и горизонтальных движений

L.A. Izosov¹, V.I. Chuprynin²

(¹Ильичёв Pacific Oceanological Institute of Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, ²Pacific Institute of Geography of Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

Fundamental problem of Geotectonics: correlation of Vertical and Horizontal Movements

1. Одна из основных проблем геотектоники, которая со всей очевидностью выходит на первый план в настоящее время – это проблема сочетания или, точнее выражаясь, проблема соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений. Фактически любые тектонические процессы сопровождаются как вертикальными, так и горизонтальными движениями. В ранние этапы развития геологической науки вертикальные движения объяснялись «гипотезой поднятий» – как результат воздымания отдельных участков земной коры, а горизонтальные – контракционной гипотезой – как результат постоянного сокращения объёма Земли [1]) То есть, одни движения считались главными, а другие – подчинёнными. В современной геотектонике, как известно, господствует мобилистская концепция – «Тектоника литосферных плит» (Новая глобальная тектоника, по Р. Дитцу и др.). В последнее время получили также определённую популярность представления (террейновый анализ) о крупномасштабных горизонтальных перемещениях разнообразных по строению и размерам обломков земной коры [2]. При этом террейнами называются и покровно-складчатые структурно-формационные зоны, и кристаллические массивы, в связи с чем, непонятно, какой смысл в объединении таких различных геологических объектов и «размазывании» границ между ними.

2. Авторы рассматривают заявленную проблему с привлечением полученных ими в разные годы данных по тектонике Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан. В этом регионе существуют практически все типы геотектонических элементов: древние платформы (параплатформы), щиты, покровно-складчатые системы, вулканические пояса, океаническая плита, мощные глобальные рифтогенные и сдвиговые зоны, глубинные разломы, чешуйчато-надвиговые структуры, локальные разломы, трещины и т.п. [3, 4, 5].

3. К структурам, образованным чисто вертикальными движениями, относятся: 1) штамповые (коробчатые, прерывистые) складки, развитые в чехле районов с блоковой тектоникой; 2) вулканогенно-интрузивно-купольные

структуры; кальдеры проседания и т.п., тектонические блоки платформ, параплатформ и остаточных массивов; 4) скрытые разломы фундамента (по М.А.Фаворской, И.Н.Томсону и др.); 5) осадочные бассейны; 6) кольцевые комплексы неясного происхождения, фиксирующиеся как морфоструктуры на космических снимках, и др.

Многокольцевые вулcano-тектонические структуры и скрытые разломы фундамента в своё время выделены и достаточно подробно описаны нами в пределах Ханкайского кристаллического массива Приморья в процессе средне- и крупномасштабного геологического картирования [6, 5, 4]. Заметим, что структуры, образованные чисто вертикальными движениями встречаются не только на платформах, но и в складчатых поясах.

Можно полагать, что при блоковом дрейфе крупных стабилизированных участков земной коры, мантийные очаговые зоны и зоны магмоконтролирующих разломов фундамента остаются на месте, а «отпечатки» коровых кольцевых и линейных структур меняют своё местоположение, отрываясь от своих корней. Мантийные очаги и разломы фундамента с течением времени снова активизируются и генерируют новые поверхностные тектономагматические комплексы. Таким образом, на поверхности Земли вместе со сложно телескопированными мантийными кольцевыми и линейными структурами существуют и их «отпечатки», находящиеся в пределах тектонических блоков, испытавших крупномасштабные горизонтальные перемещения. Такие «отпечатки» могут наблюдаться и в сложно дислоцированных покровно-складчатых комплексах, залегающих в виде аллохтонов (тектонических перекрытий) на платформенном субстрате.

4. Производными горизонтальных движений являются: 1) шарьяжи, 2) кристаллические тектонические покровы; 3) чешуйчато-надвиговые структуры (imbricative structures); 4) сдвиги; 5) рифты и раздвиги; 6) различные типы литосферных вихрей [7, 8].

Шарьяжи, кристаллические покровы и их индикаторы (олистостромовые комплексы) широко представлены в Сихотэ-Алинской покровно-складчатой области, да и, вообще, в Южно-Синегорском звене Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан [9, 10].

5. Таким образом, существование структур, отражающих как вертикальные, так и горизонтальные тектонические движения, не вызывает сомнения. В то же время, установлены образования, в которых запечатлены результаты проявления и вертикальных и горизонтальных дислокаций.

В пределах Ханкайского массива впервые описаны [11] так называемые «комбинированные» структуры – кальдерные депрессии (cauldron subsidences), сформировавшиеся при проседании кровли опустошённых магматических очагов с одновременным вращением. В итоге получились спиралевидные структуры или структуры вращения, выделенные Ли-сыгуаном [7] в Северо-Западном Китае. В настоящее время литосферным вихрям посвящена обширная литература, тем более, что многие из них являются

ся рудоносными [12, 13]. Появилось даже новое направление в геотектонике – вихревая геодинамика [14, 15].

Примером таких структур является Южно-Синегорская депрессия, или тектоносферная воронка, в пределах которой размещены два рудных района: промышленный Вознесенский флюорит-редкометальный и Синегорский с уран-молибденовой минерализацией [5, 13]. Следует подчеркнуть, что при формировании плюмов, вулкано-тектонических поднятий и интрузивных куполов при вертикальных перемещениях возникает закручивание в горизонтальной плоскости. И мы снова приходим к тем же вихревым структурам. Причём особый интерес представляют парные рудоносные сложно телескопированные вулкано-тектонические депрессии и вулканогенно-интрузивные купола (Синегорская и Вознесенская), в которых происходит циркуляция корового и мантийного вещества [4].

6. Таким образом, литосферные вихри являются образованиями, в которых естественным образом сочетаются вертикальные и горизонтальные тектонические движения. Возможно, данные структуры являются главными геотектоническими элементами Земли.

7. Первичными, по-видимому, являются тектонические структуры, связанные с ротацией Земли [16, 17]. Представляется, что при изменении скорости вращения планеты, как раз и возникают мощные горизонтальные и провоцируемые ими вертикальные напряжения; создаются условия для активизации магматизма и формирования различных тектоно-магматических структур. На наш взгляд, весьма перспективными являются представления ряда исследователей [18, 19], предложивших парадигму тектонической расчлененности литосферы, в которой главная структурообразующая роль отводится взаимодействию тектоносфер Земли. В частности, при общем господстве горизонтальных движений, вызываемых ротацией планеты, в определённые «революционные» периоды, тангенциальные напряжения на границах тектоносфер могут проявляться очень ярко и приводить к формированию самых разнообразных по генезису тектонических структур.

8. При любых тектонических процессах в той или иной мере сочетаются горизонтальные и вертикальные движения. Например, при чисто горизонтальных подвижках возникают спиралевидные или винтообразные движения и возникают соответствующие структуры. В результате в литосфере могут формироваться тектоносферные воронки, либо спиралевидные плюмы [16]. В этом плане интерес представляют так называемые «регулярные или периодические структуры» [20], например, системы каров и троговых долин, содержащих чередующиеся бассейны и ригели, системы вихрей в океане и атмосфере, где вклад как горизонтальных, так и вертикальных движений оказывается существенным. Аналогии таких структур, несомненно, имеются в литосфере. С вращением Земли связаны многие кольцевые, спиралевидные системы глобального масштаба и подчинённые им локальные структуры того или иного иерархического уровня – комплексы ци-

клонов и антициклонов – всасываний и нагнетаний.

9. В принципе, любые тектонические движения связаны с расходом энергии Земли, главными видами которой являются: 1) гравитационная, 2) энергия вращения, 3) взаимодействия Земли с Солнцем, Луной и другими космическими телами; 4) химическая, 5) тепловая (в том числе, радиоактивная и возникающая при трении оболочек Земли при её вращении). При этом необходимо ещё раз подчеркнуть, что любые тектонические движения не происходят в чистом виде, а представляют собой совместные дислокации различных порядков.

10. Возможно, вихревые структуры являются ключом для понимания тектоники Земли: они, вероятно, представляют собой основной тип геотектонических элементов, из которых происходят все остальные их разновидности. Например, можно рассматривать кольцевые структуры как образования конечного этапа развития литосферных вихрей, когда их ветви («рукава») присоединились к ядрам.

11. Каково же общее происхождение рассматриваемых структур? Прежде всего, заметим, что они, вероятно, формируются под воздействием внешних (горизонтальное движение крупных тектонических масс) и внутренних (динамика верхней мантии) факторов. Они вызваны ротацией Земли, приливообразующими силами, а также конвекцией, связанной с дифференциацией вещества Земли и радиоактивным разогревом литосферы.

12. Концепция тектоники плит слишком ограничена для того, чтобы охватить весь круг проблем, связанных с проявлениями вертикальных и горизонтальных движений. Поэтому необходимы новые подходы для решения поставленных вопросов.

1. Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам // Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М.: Мир, 1966. С. 99–104.
2. Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terrane analysis and accretion in Northeast Asia // The Island Arc. 2. 1993. P. 35–54.
3. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с.
4. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент–океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
5. Изосов Л.А., Горошко М.И. Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие. Отечественная геология. 2006. № 3. С. 33–41.
6. Изосов Л.А., Рязанцева М.Д. Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Сов. геология. 1977. № 2. С. 77–90.
7. Ли Сы-гуан. Вихревые и другие проблемы, относящиеся к сочетанию гео-

- тектонических систем Северо-западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 129 с.
8. Слензак О.Л. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наукова думка, 1972. 183 с.
 9. Изосов Л.А., Василенко Н.Г., Мельников Н.Г., Петрищевский А.М. Вольфрамоносная олистострома Центрального Сихотэ-Алиня. Геотектоника. 1988. № 3. С. 76–87.
 10. Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья. // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 47–53.
 11. Изосов Л.А. О комбинированных структурах Юго-Западного Синегорья. Тез. Докл. XIV научн.-техн. конфер. ДВПИ. Владивосток: НТО «Горное», 1977. С. 12–13.
 12. Байков А.И., Делемень И.Ф. Спиралевидные структуры и оруденение // Минерало-рудообразование в вулcano-гидротермальных системах островных дуг. Петропавловск-Камчатский, 1998. С. 33–36.
 13. Горошко М.В., Изосов Л.А. Особенности металлогении Южно-Синегорской впадины Ханкайского массива (Приморье). Региональные проблемы. 2007. № 8. С. 85–92.
 14. Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского госуд. педагог. универ., 2004. 297 с.
 15. Мирлин Е.Г. Проблема вихревых движений в «твёрдых» облочках Земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. № 4. С. 43–60.
 16. Берсенев И.И. Осевое вращение Земли как одна из причин геотектогенеза // Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964. С. 194–200.
 17. Воронов П.С. Роль ротационных сил Земли в истории становления структуры её литосферы // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 104–114.
 18. Пейве А.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д. и др. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с.
 19. Пушаровский Ю.М. О трёх парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
 20. Чупрынин В.И. Нелинейные явления в геосистемах. М.: Наука, 2008. 197с.

В.Г. Казьмин¹, В.А. Буш², Н.Ф. Тихонова¹

(¹Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН e-mail: v_kazmin@mail.ru , ²ЗАО «Аэрогеофизика», Москва, e-mail: wbush@aerogeo.ru)

Пассивная окраина рифейского океана на юго-востоке Восточно-Европейской плиты: варианты реконструкций

V.G. Kazmin¹, W.A. Bush², N.F. Tikhonova¹

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, ²ZAO "Aerogeophisica", Moscow)

Passive margin of the Rhiphaean Ocean in the SE of the East-European plate: variants of reconstruction

В результате геофизических работ, выполненных ЗАО «Аэрогеофизика» в 2000-2001 гг. в районе Астраханского свода (АС) и прилегающей части кряжа Карпинского (КК), на склоне свода на глубине около 15 км была обнаружена граница между двумя комплексами пород, [1]. Верхнюю часть склона слагают метаморфические породы фундамента АС. Скорее всего, это кристаллические сланцы и гнейсы, по петрофизическим характеристикам резко отличающиеся от архейско-протерозойских комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Предполагалось, что АС и, возможно, вся зона Астраханско-Актюбинских поднятий (Восточно-Прикаспийский блок - ВПБ) являются террейном, примкнувшим к ВЕП в венде [3, 5]. Толща, слагающая нижнюю часть склона АС и южную глубокопогруженную часть фундамента кряжа Карпинского, судя по петрофизическим параметрам, представлена слабометаморфизованными терригенными и карбонатно-терригенными породами, сходными с породами рифейских пассивных окраин ВЕП [3]. Северная граница рифейской пассивной окраины (?) была прослежена в фундаменте кряжа Карпинского на северо-запад практически до Донбасса.

Важно, что в сторону этой окраины раскрываются два рифейских авлакогена: Сарпинский и Центрально-Донбасский. Сарпинский авлакоген, образует южную ветвь тройного сочленения рифейских рифтов в фундаменте Прикаспийской депрессии [3]. Сейсмическими данными [2] подтверждается присутствие в основании Сарпинского авлакогена рифейских - вендских отложений мощностью до 8-9 км, а также типично рифтовое ступенчатосбросовое строение бортов авлакогена. Рифейский Сарпинский авлакоген заложен вдоль зоны контакта Сарматского блока ВЕП и ВПБ.

В приосевой части палеозойского прогиба Восточного Донбасса [6] выделяется грабен шириной 30–45 км, заполненный, вулканогенно-терригенными рифейскими отложениями. Их аналоги мощностью до 2000 м (Синявская серия) вскрыты скважинами на северной окраине Азовского выступа. Радиологический возраст пород варьирует от 1.7 – 1.6 Ga до 1.5 – 1.3 Ga. Мощность рифейских отложений возрастает в направлении к оси палеозойского бассейна Большого Донбасса [4].

Осовой грабен Восточного Донбасса веерообразно раскрывается в сторону области развития рифейских (?) толщ в фундаменте кряжа Карпинского. Таким образом, в основании кряжа четко выделяется фрагмент пассивной окраины рифейского палеоокеана не уничтоженный в процессе коллизии со Скифским рельефом.

В свете изложенного, возникает вопрос о восточном продолжении рифейской пассивной окраины и о времени присоединения ВПБ к ВЕП. Рифейская пассивная окраина установлена на южном склоне АС – западной части ВПБ. Следовательно, присоединение ВПБ к ВЕП произошло до рифея. Соотношение Сарпинского авлакогена с АС указывает на дорифейский возраст фундамента АС и, вероятно, всего ВПБ. ВПБ следует рассматривать как малый блок (микроконтинент), вошедший в состав ВЕП в конце раннего протерозоя. Если это так, рифейская пассивная окраина, скорее всего, продолжалась вдоль южной периферии ВПБ (Тугаракчанская зона), смыкаясь затем с рифейской пассивной окраиной Урало-Тимана.

В отличие от ранней схемы [3], данная реконструкция рассматривает Сарпинский и Центрально-Прикаспийский авлакогены не как океанические ветви тройного сочленения, но как рифты внутри Прикаспийской депрессии. Соответственно меняется представление о положении рифейской пассивной окраины. Её предлагается проводить не вдоль западного и северного бортов Сарпинского и Центрально-Прикаспийского авлакогенов, соответственно [3], а вдоль южной окраины ВПБ.

1. Бабаянц П.С., Блох Ю. И., Буш В.А., Минц М.В., Трусов А.А., Филиппова И.Б. // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 8 – 113.
2. Бондаренко Н.А. Пограничные структуры платформ Черноморско-Каспийского региона. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. Саратов. 2009. 37 с.
3. Буш В.А., Казьмин В.Г. // Геотектоника. 2008. № 5. С. 79 – 94.
4. Мовшович Е.В., Зайцев А.В., Лихачев В.А. Докаменноугольная история развития Донецкого складчатого сооружения. / Геологоразведочные работы в Ростовской области. Изд. Ростовского Унив. 1980.С. 9 – 18.
5. Сегалович В.И., Волож Ю.А., Антипов М.П., Васильев О.А. // Геотектоника. 2007. № 3. С. 30 – 45.
6. Тектоническая карта докембрия Ростовской области. Масштаб 1: 1 000 000. Приложение к Геологической карте Ростовской области. Ростов на /Дону, 2003.
5. Баранов Г.И., Греков И.И. Геодинамическая модель Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа / Ред. М.В.Муратов, Ш.А.Адамия. М.: Наука. 1982. С. 51-59.

Based on new geophysical and geological data a fragment of the Rhiphaean passive margin is reconstructed in the Pre-Paleozoic basement of the Karpinsky Range. Eastward the margin extended along the southern borders of the

Astrakhan Swell and the Astrakhan – Aktubinsk zone of uplifts. This zone itself is a microcontinent accreted of the East-European plate prior to the Rhiphaean.

В.Л. Ломтев

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: lomtev@imgg.ru)

К строению и истории Курильской дуги

V.L. Lomtev

(Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

To a structure and history of the Kuril arc

В настоящем сообщении представлены результаты интерпретации данных НСП 21 рейса НИС «Пегас»-1980 по югу охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (ЮЗ побережье о-ва Итуруп) и субширотного профиля МОГТ №279122 ОАО «Дальморнефтегеофизика» в Срединно-Курильском междуговом прогибе (объект 27/91), отработанного мористее южного окончания о-ва Уруп [1,2].

Охотская окраина. Здесь обнаружены разнообразные экструзивные образования (в основном магматические диапиры), поднимающие, прорывающие и/или замещающие кайнозойский чехол. Они формируют конические горы, холмы, гайоты и сомму кальдеры Львиная Пасть (кольцевая дайка вязких, кислых магм [1]). Это новый тип магматических (вулканических) структур на охотской окраине, где более 50 лет по данным промера, драгирования, анализа аномальных, грави- и магнитных полей выделяли подводные [3,4], частью надводные [5] вулканы, т.е. насыпные, лаво-шлаковые постройки, редко экструзии или диапиры [6,7]. Утонение контрастных, плиоцен-четвертичных осадков к своду конических экструзивных структур указывает на конседиментационный режим внедрения вязких магм (ядра протыкания) в кайнозойский чехол. С учетом датировок вулканитов Урупа [8] и результатов драгирования [6] экструзии охотской окраины можно считать поздний миоцен- или плиоцен-четвертичными соответственно.

В строении кальдеры Львиная Пасть подтвержден выброс пирокластики в Охотское море на 15 км [9] при взрыве среднечетвертичного экструзивного палеовулкана [1]. Образование на его месте кальдеры обязано не провалу дна на ~1 км по краевым сбросам [9], а конседиментационному внедрению кольцевой дайки вязких магм, фиксируемой вертикальной зоной реверберации сейсмического сигнала под бенчем (северная, затопленная часть соммы) аналогично североохотским и Цусимской (Японское море) шельфовым мегадайкам [10,11].

Отсутствие позднекайнозойских экструзий на тихоокеанской окраине Курильской дуги [3] в дополнение к выводам авторов [4] указывает на зону Беньофа (глубинный надвиг?) как основной (хотя и подкорový) источник

кислых, вязких магм. Однако при скорости роста магматических диапиров 1-2 мм/год (по Зд. Кукалу – ссылка в [1]) время их подъема к поверхности восходит к мезозою вместо позднего миоцена - квартера [8], что создает крупную проблему в магматической истории Курильской дуги.

Срединно-Курильский междууговой прогиб. Впервые выделен М.И. Стрельцовым в 1976 г. [2]. Он изучался сейсморазведкой и геофизическими методами, в том числе в интересах нефтегазовой геологии [12]. По данным МОГТ ОАО «Дальморнефтегеофизика», НСП и МПВ ИМГиГ [3] здесь обнаружены повышенная (до 4-5 км в Южно-Курильском проливе) мощность кайнозойского чехла, его утонение и выклинивание на западном крыле хребта Южного Витязя (выступ меловых пород с чехлом палеоген-раннемиоценовых отложений или краевое поднятие осадочного бассейна), а также его «налегание», местами со смятием слоев вдоль тихоокеанского шельфа о-вов Большой Курильской гряды и сложным, некоррелируемым волновым полем. Хотя в проливах отдельные горизонты осадочного неогена прослежены с охотского континентального склона на тихоокеанский. На профиле МОГТ №279122 кайнозойский чехол состоит из трех сейсмокомплексов [2], выклинивающихся к востоку (краевое поднятие). В основании разреза опознаются клиноформы бокового наращивания палеогена – раннего миоцена(?) мощностью около 1 км, абрадируемые в кровле (палеобенч). Они драпируют выходы меловых пород, слагающих акустический фундамент [3,12]. Выше залегает второй сейсмокомплекс, представляющий собой клин морских отложений среднего миоцена - раннего плейстоцена. Он занимает основную часть разреза осадочного кайнозоя. Клин раскрыт к СЗ, т.е. к Урупу, где его мощность возрастает до ~1,6 км (депоцентр неогенового осадочного бассейна). Слои комплекса залегают согласно, но с пологим постседиментационным подъемом и абразионным срезом на тихоокеанском шельфе о-ва (бенч с границей BSR – подошва газогидратов - на глубине 120-150 м [2]). В их строении нет признаков сноса со стороны Урупа, что фиксирует молодой, четвертичный возраст этого островного поднятия. Осадки третьего сейсмокомплекса (средний плейстоцен – голоцен) залегают субгоризонтально с налеганием на западное крыло краевого поднятия. Они выполняют Срединно-Курильский прогиб, где формируют придонную линзу мощностью ~160 м. Их источником стала абразия слоев второго сейсмокомплекса на тихоокеанском шельфе Урупа и вероятно Итурупа. Следовательно, осадки линзы коррелятны Срединно-Курильскому прогибу, Урупскому островному поднятию и возможно вулканической дуге. Поэтому их вместе с совозрастным Курильским желобом можно рассматривать как сопряженные, вулкано-тектонические морфоструктуры пасаденской глобальной орогении [13]. Т.о., на месте Большой Курильской гряды еще недавно было ложе неогенового седиментационного бассейна с подводной вулканической цепью. Ее трансформация в орогенную вулканическую дугу Пацифики или т.н. инверсия неогенового бассейна включала надвиг по зоне Беньофа и внедрение крупных объемов вязких магм.

1. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Экструзии (плюмы) охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп) // Литосфера, 2008. №1. С. 124-132.
2. Ломтев В.Л. К строению осадочного неогена в Срединно-Курильском прогибе на профиле МОГТ №279122 близ о-ва Уруп (Курильская дуга) // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. Т. 1. С. 435-437.
3. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
4. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Г.П. Авдейко и др. М.: Наука, 1992. 528 с.
5. Остапенко В.Ф. Подводные вулканы прикурильской части охотского моря и их значение для понимания новейшей истории региона // ДАН СССР, 1978. Т. 242. №1. С. 168-171.
6. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС «Пегас» (21 рейс) / О.С. Корнев и др. // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 36-51.
7. Савостин Л.А., Баранов В.В., Зоненшайн Л.П. О возможной природе подводных гор Курильской глубоководной впадины // ДАН СССР, 1978. Т. 242. №3. С. 676-679.
8. Хронология и эволюция магматизма острова Уруп (Курильский архипелаг) по данным К-Аг датирования и диатомового анализа / П.Ю. Ковтунович и др. // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. №6. С. 32-44.
9. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // Вулканология и сейсмология, 1991. №4. С. 44-53.
10. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Цусимская мегадайка (Японское море) // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Т. 2. С. 23-27.
11. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Гуринов М.Г. Новые данные о строении дна Охотского моря // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. №3. С. 3-11.
12. Кровушкина О.А., Жукова О.С., Чуйко Л.С. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Срединно-Курильского прогиба // Геология нефти и газа, 2005. №1. С. 10-19.
13. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология, 1988. №4. С. 55-63.

From seismic continuous data along Southern Okhotsk margin of the Kuril island arc found a broad development of various extrusive structures (mainly magmatic diapirs) of viscous magma. CDP profile №279122 in the Mid-Kuril trough near Urup island fix an inversion of depocenter of the Neogene (Kuril-Okhotsk?) sedimentary basin and Quaternary age of the inner (volcanic) Kuril arc.

А.А. Пейве

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: apeyve@yandex.ru)

Связь тектоно-магматических процессов восточной части Южной Америки и Западной Атлантики

A.A. Peyve

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Tectonic-magmatic activity correlation of the East part of South America and West Atlantic

Одна из интересных и до конца не решенных проблем геологии, это причины появления магматической активности, ее связь с мантийными плюмами и тектоническими процессами в разных геодинамических обстановках и геологических структурах. С этой точки зрения восточная часть Южной Америки и в частности Бразилия и западная часть Южной Атлантики представляют несомненный интерес, так как для этого региона характерна многоэтапность магматических проявлений как толеитового, так и щелочного магматизма на протяжении длительного времени (с протерозоя до неогена).

В начале мезозоя, судя по триасовому магматизму в Восточном Парагвае, под Южной Америкой существовала область разогретой мантии, образованная в результате подъема глубинного плюмового материала. Учитывая то, что вулканизм начиная с этого времени неоднократно проявился в ЮВ, а позднее в СВ Бразилии, можно предположить, что это был единый плюм, разветвлявшийся на несколько ветвей. Этому не противоречат и изотопные данные по магматическим породам. Фактически все составы (в том числе и Тристан-да-Кунья) укладываются в область смещения материала с характеристиками NIMU (типичными для Святой Елены) и DM (астеносферного деплетированного источника). Составы, отклоняющиеся от данной линии, обусловлены различной примесью обогащенного материала континентальной литосферной мантии, или коры с характеристиками EM I и EM II. Вторая крупная вспышка магматизма имела место в позднем мелу и проявилась в ЮВ и СВ Бразилии. Возможно, она была вызвана тектоническими процессами, протекавшими в западной части Южно-Американского континента, совпадая по времени с первой фазой складчатости Андийской окраины (90-75 млн. лет), которая определяется кинематикой взаимодействия Тихоокеанской и Южно-Американской плит [1]. Согласно преобладающей точке зрения данная магматическая активность связана с плюмом Триндади - Мартин-Вас. В тоже время имеющиеся изотопные данные по магматическим породам этого возраста говорят о сходстве изотопных составов Триндади - Мартин-Вас и Фернанду-ди-Норонья. Как нам представляется, позднемеловая фаза магматизма связана с раннемеловой. Вероятно, мы имеем дело с единым мантийным плюмом, который располагался под Южной Америкой с раннего мезозоя.

Как видно из данных по сейсмической томографии в ЮВ Бразилии области современного распространения низких сейсмических скоростей на глубинах 150-200 км приурочены к провинциям позднемелового магматизма. Низкоскоростная аномалия имеется под магматическими провинциями: Похореу - Ипора, Алто Паранаиба, и восточнее, около побережья, где щелочные интрузии моложе. Раннемеловые магматические провинции лежат вне низкоскоростных областей на этих глубинах [2]. Как известно, низкоскоростные зоны в мантии объясняются присутствием участков разогретого вещества, образованного за счет подъема плюмов. С начала плюмовой магматической активности в позднем мелу южноамериканский континент отодвинулся к северо-западу на значительное расстояние, что делает не реальной прямую связь с источником позднемелового плюма. Таким образом, логично предположить, что современная сейсмическая томография отражает термальный эффект подъема разогретого мантийного материала, по крайней мере, с позднего мела. Как нам представляется, подъем плюма является одноактным, но если его объем значителен, разогретая зона может находиться под литосферой длительное время (10-ки млн. лет) инициируя магматизм. Причем материал плюма может растекаться на значительные расстояния.

Раскол Африки и Южной Америки произошел по самому восточному краю предполагаемой области распространения плюма Тристан, а не в центре, где литосфера была наиболее разогрета. Кроме того, раскрытие Южной Атлантики началось гораздо южнее и безостановочно продолжалось со смещением к северу. Поэтому, как нам представляется, плюм не играл основополагающей роли в процессе раскрытия Южной Атлантики. Именно тектонические процессы (растяжение и рифтинг, связанные с распадом Гондваны) явились основным фактором в инициации магматической активности. Это подтверждается данными о расположении базальтовых потоков и даек провинции Парана, соответствовавших простиранию рифтогенных структур, а также общим значительным растяжением одноименного осадочного бассейна до этапа магматизма. Растяжение сопровождалось образованием линейных разломных зон. Наиболее крупные и широко распространенные это: юго-восточные (120°) и субширотные (приблизительно параллельные краю Южной Америки) рифтовые структуры [3]. Разломы юго-восточного простирания наследуют более ранние структуры, возникшие в эпоху Бразильской складчатости. Самая древняя крупная система толеитовых даек юго-восточного простирания (120°) образовалась 1.7 млрд. лет назад. Наиболее четко она прослеживается в пределах кратона Сан Франциско. Именно эти простирания в дальнейшем, как нам представляется, играли одну из основных ролей в формировании линейных тектоно-магматических структур ЮВ Бразилии и Бразильской котловины.

Вторая крупная система разломов имеет субмеридиональное (северо-восточное) простирание. Она была частично образована в протерозое, а с

началом растяжения в нокеме играла важную роль в расколе Гондваны. При этом, помимо основной линии раскола континентальной коры, были образованы многочисленные рифтовые структуры (в том числе такие крупные как Реконкаво-Тукано-Джабоба) в пределах бразильской континентальной окраины. Их простирание варьирует, в целом соответствуя простиранию основной границы континент – океан. Несмотря на растяжение, для них не характерна магматическая активность. Развитие рифтовых структур сопровождалось формированием ортогональных трансферных разломных зон (преимущественно сдвигов), разделяя их на отдельные сегменты [1]. Простирание данных разломов около 110° , что соответствует системе юго-восточных линеаментов. Они прослеживаются в пределы подводной части континентальных структур Южной Америки. Рифтовые и сопутствующие разломные структуры в дальнейшем многократно активировались в условиях смены полей напряжений.

Начало образования океанической коры сопровождалось толеитовым магматизмом с формированием разнообразных поднятий вблизи Бразильского континента. В дальнейшем, несмотря на повсеместное развитие океанической коры в Бразильской котловине в условиях океанического спрединга здесь имели место и процессы, непосредственно связанные с геологической историей бразильского континента. В пределах Бразильской котловины формируются многочисленные цепи подводных гор, группируемых по двум направлениям. Одно – юго-восточное (Риу-Гранди, Байя), другое – субширотное (Витория-Триндади, Фернанду-ди-Норонья). Образование широтных линейных положительных структур на океанической коре, вероятно, обусловлено полем напряжений, связанным с формированием трансформных разломов. Точнее, последние являются ослабленными проницаемыми зонами, по которым могут подниматься магматические расплавы (при наличии последних) из-под подошвы литосферы. Мы полагаем, что любые перестройки связанные с изменением поля напряжений в пределах океанической плиты (например, при небольшом изменении направления или скорости спрединга) могут реактивировать пассивные части трансформных разломов и, при наличии разогретого вещества под литосферой в этих районах, приводить к декомпрессионному плавлению. Вполне вероятно разогретое мантийное вещество может мигрировать под зонами трансформных разломов на значительное расстояние от основного источника прогрева с формированием линейных цепочек подводных гор.

Образование магматических структур юго-восточного простирания также связано с ослабленными зонами, которые способствовали декомпрессионному плавлению и транспортировке расплавов на поверхность. Такие линеаменты прослеживаются от континентальной окраины Южной Америки до структур САХ. Вероятно, преобладающая система напряжений в пределах Гондваны была ориентирована таким образом, что формировались ослабленные и разломные зоны именно юго-восточного простирания, прони-

зывающие всю континентальную литосферу. Эта система напряжений существовала длительное время, в том числе была реактивирована в период раскола Гондваны и способствовала подъему и перемещению магматического материала от Южно-Американского континента в юго-восточном направлении, оказывая существенное влияние на формирование протяженных линейных тектоно-магматических структур Атлантики. В ряде океанских структур (например, цепи Байя и Пернамбуко) имеются сегменты юго-восточного и широтного простирания, что придает цепи форму ломаной линии. Это говорит о том, что к моменту формирования вулканической цепи существовали обе системы ослабленных зон. Исследования показывают, что тектонические движения в пределах данных цепей происходили в неотектоническое время в результате их реактивации [4].

* * *

Растяжение континентальной коры является определяющим фактором в появлении магматизма. В тоже время растяжения не достаточно для появления магматизма. Последний проявляется там, где имеются более разогретые области верхней мантии. Источником разогрева в результате как конвективного так кондуктивного теплопереноса является поднимающийся глубинный разогретый плюмовый материал. При растяжении литосферы в разогретых участках возникают очаги декомпрессионного плавления.

Представляется, что в раннем мезозое восточная Бразилия находилась над областью подъема крупного плюма, который поставлял тепло и материал для магматической активности начиная с триаса. С учетом движения Южной Америки и, продолжающегося вплоть до неогена, но постепенно затухающего магматизма, можно предположить, что имело место длительное сохранение тепловой энергии под континентальной литосферой после подъема плюма.

Изотопные данные по магматическим породам рассматриваемого района не противоречат предположению, что все они возникли при разных степенях смещения материала типа NIMU (что типично для магматизма острова Святой Елены) и материала деплетированной астеносферной мантии – DM. Кроме того, в процесс плавления вовлекался материал исключительно сильно гетерогенной, вероятно метасоматизированной континентальной литосферы.

Разогретый мантийный материал может перетекать под континентальной литосферой на значительные расстояния, в том числе и под океаническую литосферу с формированием линейных тектоно-магматических поднятий на океанической коре, таких как Витория-Триндади и др.

Имеется унаследованность в формировании тектонических структур определенных направлений, начиная с неопротерозоя, которые в дальнейшем испытывали реактивацию и продолжали определять и контролировать структурный план более молодых тектонических и магматических образований. В ЮВ Бразилии это преимущественно структуры с юго-восточными

(около 120°) и северо-восточными (параллельные границе континент – океан) простираниями. Эти простирания нашли отражение и в океанических структурах (линейные тектоно-магматические поднятия Риу-Гранди, Фернанду-ди-Норонья, Пернамбуку и многие другие), что говорит о том, что поля напряжений, существовавшие на континенте во время образования Атлантики, влияли на формирование океанических структур.

1. Cobbold P.R., Meisling K.E., Mount V.S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil // AAPG Bulletin 2001. V. 85. N. 11. P. 1925–1944.
2. Assumpcao M., Schimmel M., Escalante C., Barbosa J.R., Rocha M., Barros L.V. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots // Geophys. J. Int. 2004. V. 159. P. 390–399.
3. Jonathan M.G., Renne G.P.R., Milner S.C., Coe R.S. Magma flow inferred from anisotropy of magnetic susceptibility in the coastal Paraná-Etendeka igneous province: evidence for rifting before flood volcanism // Geology. 1997. V. 25. N. 12. P. 1131–1134.
4. Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Новые данные о неотектонических деформациях дна на западном фланге Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Докл. РАН (в печати).

Since Neoproterozoic tectonic lineaments of certain directions in East Brazil, determined and controlled structural plan of younger tectonic and magmatic structures. These trends are typical to many oceanic structures (Rio Grande, Fernando de Noronha, Pernambuco, etc.) and indicates that continental pressure fields influenced formation of the Atlantic oceanic structures.

М.В. Портнягин^{1,2}, Р. Вернер², К. Хёрнле², Ф. Хауфф², Дж. Ягодзински³, С.А. Силантьев¹, К. ван ден Богаард²

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, ²Институт морских исследований им. Лейбница, ИФМ-ГЕОМАР, Киль, ФРГ, e-mail: mportnyagin@ifm-geomar.de, ³Университет Южной Каролины, Колумбия, США)

Первые результаты морских петрологических исследований в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР, полученные в ходе рейса нис «ЗОННЕ» SO201-1b

M.V. Portnyagin^{1,2}, R. Werner², K. Hoernle², F. Hauff², G. Yagodzinski³, S.A. Silantiev¹, C. van den Bogaard²

(¹V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, ²Leibniz Institute of Marine Sciences, IFM-GEOMAR, Kiel, Germany, ³University of South Carolina, Columbia, USA)

First results of marine petrological studies within the Russian-German project KALMAR obtained during R/V SONNE cruise SO201 Leg 1b

Основной целью российско-германского научно-исследовательского проекта «КАЛЬМАР» (Курило-Камчатская и Алеутская системы окраинное Море – островная дуга: взаимодействие между геодинамикой и климатом в пространстве и времени) заключается в междисциплинарном изучении комплексной климатообразующей системы северо-западной части Тихого океана в областях прилегающих к Курило-Камчатской и Алеутской островным дугам, а также в изучении воздействия происходящих здесь геодинамических и океанографическо-физических процессов на распределение и кругооборот вещества, формирование и циркуляцию водных масс, климат и природные катастрофы. Проект включает 5 совместных рабочих групп ученых из России и ФРГ, состоящих из геологов, геохимиков, геофизиков, палеоокеанологов, вулканологов и океанологов.

В течение июня по октябрь 2009 года по программе проекта «КАЛЬМАР» было проведено 3 морские экспедиции на нис «ЗОННЕ» (SO201-1a, 1b и 2). В этом докладе нами будут представлены основные результаты рейса SO201-1b, который был посвящен картированию океанического дна и отбору образцов фундамента океанической коры СЗ части Тихого океана и Берингова моря. Научный состав экспедиции под руководством Р. Вернера (IFM-GEOMAR) включал 7 профессиональных ученых и 8 студентов ВУЗов и аспирантов из ФРГ, России и США (Рис.1). Таким образом, этот рейс кроме научных преследовал также образовательные цели для получения студентами навыков практической работы на научно-исследовательском судне.

Рейс проходил в период с 10.06. по 06.07.2009 в 5-ти основных районах: (1) гайоты Гавайско-Императорской цепи, (2) Императорский трог и приле-

гающие подводные горы, (3) депрессия Ингенстрен и подводные вулканы в западной части Алеутской островной дуги, (4) хр. Бауэрс и его западное продолжение, (5) разломная зона Стейлмейт и прилегающий палеорифт Кула-Пацифик. Работы по драгировке пород фундамента проводились на 45 станциях, из которых 44 оказались успешными и на борт были подняты породы информативные об условиях образования и возрасте фундамента океанической коры (Рис. 2). Все станции были сделаны в районах, где петрологическое опробование ранее не проводилось либо было unsuccessful (например, хр. Бауэрс, Императорские горы южнее г. Детройт, молодые и ранее неизвестные вулканы западнее о. Атту, палеорифт Кула-Пацифик). Полученный в ходе экспедиции материал имеет во многом уникальный характер и послужит лучшему пониманию образования и геодинамической эволюции системы островных дуг и окраинных морей в СЗ части Тихого океана. Финансирование морских исследований по проекту «КАЛЬМАР» осуществляется Министерством Образования и Науки ФРГ.

The German-Russian multidisciplinary research project "KALMAR - Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea-Island Arc Systems: Geodynamic and Climate Interaction in Space and Time" (<http://kalmar.ifm-geomar.de>) aims at investigating the climate-affecting system "Kurile-Kamchatka-Aleutian arc" with its adjacent marine parts in the NW Pacific and the Bering Sea. In a broad, but integrative scientific approach, investigations focus on the effects of the geodynamic and oceanographic processes in this area on matter distribution and cycles, water mass formation and circulation, climate, and natural hazards. The different scientific approaches within the project, comprised in five closely coupled subprojects, concentrate on two scientific focuses: the geodynamic-volcanic-magmatic and the oceanographic-climatic evolution of the Kurile-Kamchatka-Aleutian Arc system. Marine investigations under the KALMAR project have been carried out with R/V SONNE in three legs (SO201-1a, 1b and 2) during summer and autumn 2009. Here we present preliminary results of the leg 1b (10.06.-06.07.2009, chief scientist R. Werner), which was focused on mapping of the ocean floor and sampling of igneous basement in the NW Pacific and Bering Sea. The campaign succeeded with 44 of total 45 hauls which delivered on board magmatic rocks from previously not sampled submarine magmatic structures of the Emperor Seamount Chain, Cretaceous parts of the Pacific and Kula Plates, young volcanoes in the Western Aleutian Arc, igneous basement of Bowers Ridge and its western extension in the Bering Sea.



Рис. 1. Научный состав экспедиции SO201-1b нис «ЗОННЕ». Слева направо: J. Turka (USC, USA), F. Hauff (IFM-GEOMAR), С.А. Силантьев (ГЕОХИ РАН), С. van den Bogaard (IFM-GEOMAR), S. Arndt (USC, USA), R. Werner (chief scientist, IFM-GEOMAR), С.П.Крашенинников (МГУ), О.В. Кувикас (Ун-т им. В. Беринга, Камчатка), G. Yogodzinski (USC, USA), M. Wanke (CAU, ФРГ), А. Kipf (IFM-GEOMAR), М.В. Поршнягин (ГЕОХИ РАН, IFM-GEOMAR), Т. Hoefig (Halle University, ФРГ), А.А. Новосёлов (ГЕОХИ РАН), S. Hauff (IFM-GEOMAR).

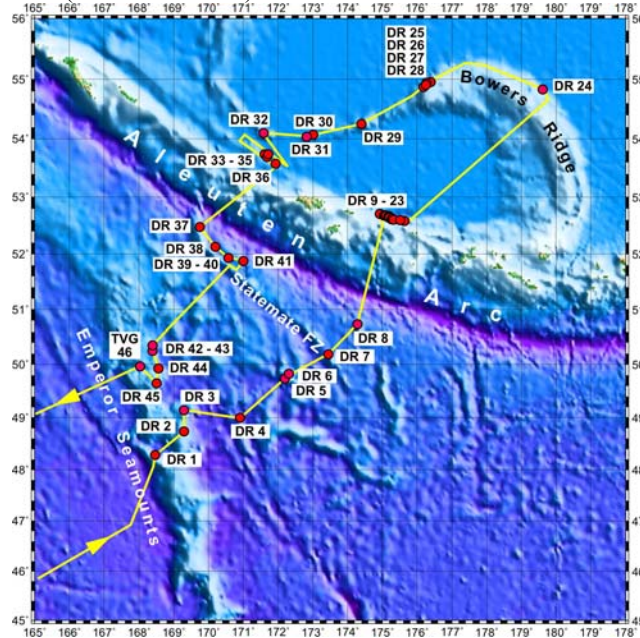


Рис. 2. Схема станций драгирования в ходе рейса SO201-1b нис «ЗОННЕ».

Ю.Н. Разницын¹, Ю.В. Баркин²

(¹Геологический институт РАН, e-mail: raznitsin@ginras.ru, ²Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ, e-mail: barkin@inbox.ru)

Субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики и северный дрейф ядра Земли

Yu.N. Raznitsin¹, Yu.V. Barkin²

(¹Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Sternberg Astronomical Institute, MSU, Moscow)

Submeridional compression of Atlantic ocean lithosphere and Earth's core north drift

Прогресс в накоплении геолого-геофизической информации о строении дна Атлантического океана привел к выводу о широком распространении надвиговых деформаций земной коры и верхней мантии [1]. При этом было показано, что тектонические стрессы, ответственные за образование тектонически расслоенных комплексов, в основной массе ориентированы в двух направлениях: по направлению спрединга и параллельно оси САХ. В последнем случае речь идет о субмеридиональном сжатии в процессе эволюции Атлантики.

Установленные сейсмическими методами надвиги, плоскости которых наклонены преимущественно в южном направлении, присутствуют в Северо-Американской, Канарской, Бразильской, Ангольской котловинах и в котловине Сьерра-Леоне [1]. Движение масс при этом происходило с юга на север, а исходя из соотношений структур коры и осадочного чехла и из данных глубоководного бурения, становление надвигов происходило в позднелюрское-раннемеловое время (рис. 1).

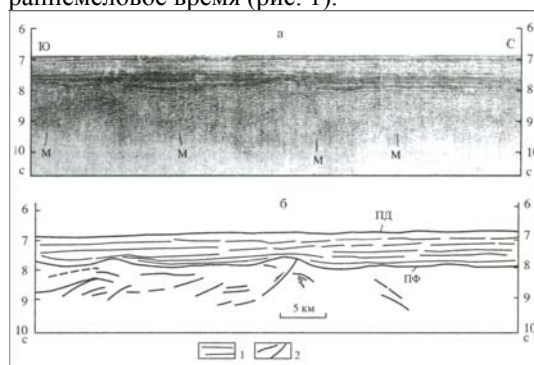


Рис. 1. Профиль МОВ ОГТ в юго-западной части Ангольской котловины (а) и его интерпретация (б).

1 –осадочный чехол; 2 – наклонные отражающие горизонты в коре (надвиги); М – поверхность Мохоровичича. ПД и ПФ –поверхности дна и фундамента, соответственно.

Субмеридиональное сжатие на рубеже 10 млн. лет отчетливо проявлено в зонах крупнейших трансформных разломов Атлантики - Вима, Сан-Паулу и Романш [2]. Так, в пределах южного поперечного хребта разлома Вима верхнемантийные и коровые образования слагают пакет тектонических пластин, полого наклоненный на юг (рис. 2). Возраст формирования чешуйчато-надвиговой структуры составляет 8-10 млн. лет, а движение масс при этом происходило в юга на север. Рассматриваемые надвиговые дислокации не связаны со спредингом. При этом устанавливается их синхронность с деформациями сжатия в западной части Средиземноморья, где они обусловлены дрейфом Африканского континента на север и раздавливанием обширной области, располагавшейся вдоль северной окраины африканского шельфа.

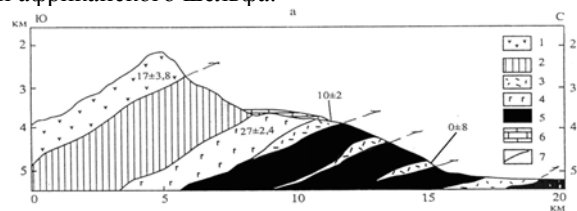


Рис. 2. Схематический геологический профиль южного поперечного хребта разлома Вима

1 – базальты; 2 – дайковый комплекс; 3 – амфиболиты; 4 – габбро;
5 – ультрамафиты; 6 – известняки (поздний миоцен); 7 – надвиги. Цифры – абсолютные возраста пород (млн. лет).

Целый ряд признаков указывает на то, что субмеридиональное сжатие литосферы Центральной Атлантики имеет место и на современном этапе. Об этом свидетельствуют: пликативные дислокации осадочного чехла некоторых глубоководных котловин, проявленные только на субмеридиональных сейсмопрофилях, конвергенция пассивных частей трансформных разломов к востоку от САХ, между 15° и 7° с.ш. Геодинамическое районирование литосферы Атлантического океана по различным геофизическим параметрам с применением кластерного анализа выявило субмеридиональную ориентацию сжатия в зонах субдукции в желобе Пуэрто-Рико, в северном обрамлении моря Скоша и в пределах глубоководных котловин на восточной периферии Атлантического океана [3, 4].

О современном субмеридиональном сжатии свидетельствует и наличие «аномальных» по своему местоположению и по механизмам очагов землетрясений, в которых оси горизонтального сжимающего напряжения ориентированы в субмеридиональном направлении.

Уверенность в существовании субмеридиональной компоненты движения в северном направлении на современном этапе также вселяют данные наблюдений GPS и VLBI на прилегающих континентах [3]. По

данным глобальной сети выявляется также сближение Южной Америки с Северной, что приводит к меридиональному укорочению расположенной между ними Карибской плиты [5].

Таким образом, субмеридиональное горизонтальное сжатие литосферы Атлантики проявляло себя на протяжении всей истории ее раскрытия, начиная с мезозоя и заканчивая современным этапом. Этот процесс не носил стационарного характера, но проявлял себя во времени дискретно, накладываясь на процессы аккреции океанической коры в зонах спрединга.

Вышеперечисленный набор фактов позволяет достаточно уверенно говорить о наличии явления, необъяснимого в рамках плиттектонической модели. Следовательно, необходимо привлекать некий дополнительный механизм, не входящий в круг традиционно рассматриваемых в качестве источника тектогенеза.

Наличие субмеридиональной компоненты движения литосферных масс Атлантики, вектор которой направлен на север, находит свое объяснение с позиций механизма вынужденной эндогенной активности Земли [6-8]. Суть его заключается в том, что на ядро и мантию Земли Луна и Солнце оказывают различные гравитационные воздействия, так как они обладают различными динамическими сжатиями, а их центры масс занимают определенные эксцентричные положения. Подобное дифференциальное воздействие на оболочки Земли приводит к их вынужденным взаимодействиям, трансляционным смещениям, малым взаимным поворотам, деформационным, термодинамическим и иным изменениям. Эти взаимодействия характеризуются гигантскими силами и моментами сил и являются исключительно энергетичными, определяющими и направляющими эндогенную активность небесных тел. Внешние гравитационные воздействия являются циклическими, поэтому и стиль взаимодействия оболочек Земли имеет также циклическую природу. Относительные смещения ядра и мантии носят направленный характер и одними из преимущественных являются смещения в северном направлении.

Смещения внешнего ядра сопровождается упругими деформациями мантии и вариациями ее напряженного состояния. Именно с ними мы связываем субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики и смещение материала верхней части литосферы Земли в северном направлении. Указанное явление вызвано долгопериодическими полярными (северными) смещениями внешнего ядра Земли в геологической шкале времени.

В этом же ключе следует рассматривать проградацию Срединно-Атлантического хребта в северном направлении: Южная Атлантика начала раскрываться 150 млн. лет назад, Центральная - с рубежа 170 млн. лет, а северная - 80 млн. лет назад, когда зона спрединга проникла в пространство между Англией и Гренландией, вплоть до раскрытия самой северной ветви Срединно-Атлантического хребта - хребта Книповича - в миоцене.

Геодинамическая модель Земли как системы взаимодействующих

оболочек, совершающих малые колебания и повороты под действием гравитационного притяжения внешних небесных тел и взаимных возмущений, в последние годы получила многие подтверждения в исследованиях в различных науках о Земле. Высокая точность спутниковых наблюдений на сегодня позволяет уверенно говорить о том, что в современную эпоху подтверждается дрейф центра масс Земли вдоль полярной оси к северу со скоростью $\sim 5.20 \pm 0.38$ мм/год. Объяснение указанным явлениям можно дать только в предположении, что центр масс ядра Земли по отношению к мантийной системе координат совершает вековой полярный дрейф к северу со скоростью 26.2 ± 2.5 мм/год. На рис. 3 иллюстрируется форма геоида Земли, а также тенденции изменений поверхности Земли в современную эпоху при дрейфе ядра к северу со скоростью 2.6 см/год. Вариации высот геоида даны в метрах. График справа указывает значения скорости удлинения широтных кругов поверхности Земли в мм/год (ось абсцисс) в зависимости от широты (ось ординат). Эти планетарные изменения связаны в первую очередь с радиальными деформациями коры и мантии.

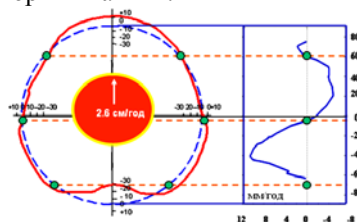


Рис. 3. Явление удлинения и укорачивания широтных кругов Земли в широтных поясах геоида в южном и северном полушариях.

Динамические исследования возбуждения системы ядро-мантия внешними небесными телами подтверждают преимущественно полярные смещения ядра в разнообразных шкалах времени. Эти взаимные колебания ядра и мантии организуют и контролируют вариации многих планетарных процессов на планете (в мантийных оболочках, в литосфере, в океанической и атмосферной оболочках и т.д.) т.к. подвижное ядро оказывает непосредственное гравитационное воздействие на все слои и оболочки Земли, деформируя и возбуждая их. В современную эпоху смещение ядра к северу вызывает не только медленное нарастание силы тяжести в северном полушарии и убывание – в южном, но и нарастание меридиональной составляющей силы притяжения Земли в северном направлении.

Полученные в настоящее время результаты свидетельствуют, что вековой северный дрейф ядра – это главный фактор, ответственный за все вековые изменения активности глобальных процессов на Земле, в том числе и за существование субмеридиональной компоненты движения литосферных масс не только в Атлантическом, но и в Индийском и Тихом океанах.

По разрабатываемой геодинамической модели все рассмотренные в работе тектонические феномены вызваны одним и тем же механизмом вынужденных относительных смещений внешнего ядра и вязко-упругой мантии Земли, характеризующихся резким спорадическим смещением центра масс ядра относительно центра масс мантии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 07-05-00246).

1. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов.. Тр. ГИН РАН, вып. 560. М.: Наука. 2004. 270 с.
2. Книппер А.Л., Разницын Ю.Н. Синхронность сжатия в литосфере Центральной Атлантики и Западного Тетиса на границе тортон-мессиний // Геотектоника. 2008. № 1. С. 27-37.
3. Sokolov S.Yu., Sokolov N.S., Dmitriev L.V. Geodynamic zonation of the Atlantic ocean lithosphere: Application of cluster analysis procedure and zoning inferred from geophysical data // Russian Journal of Sciences. Vol. 10. ES4001, doi 10. 2205/2007 ES000218, 2008. P. 1-30 (<http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes>).
4. Соколов Н.С. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси Срединно-Атлантического хребта и преддуговая обстановка на его восточном фланге // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 6. С. 42-46.
5. Трифонов В.Г., Певнев А.К. Современные движения земной коры по данным космической геодезии // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир. С. 374-401.
6. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности. // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. М.: ВИНТИ. С. 45-97.
7. Баркин Ю.В. Вынужденные колебания и блуждания ядра относительно вязкоупругой мантии Земли в прошлые геологические эпохи: к объяснению фундаментальных явлений геоэволюции. // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Матер. XLI Тектонического совещания. 2008 Т. 1. М.: ГЕОС. С. 60 -64.
8. Божко Н.А., Баркин Ю.В. Диссимметрия тектонических процессов в ходе суперконтинентальной цикличности как динамическое следствие относительных полярных смещений ядра и мантии Земли. // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. 2009. Том 1. М.: ГЕОС. С. 66 -70.

Northward horizontal compression of the Atlantic ocean lithosphere has been occurring during all history of its opening, beginning from Mesozoic till modern period. Mentioned above fact system allows to figure out the phenomena, unexplainable within the plate tectonic limitations. For explanation of discovered tectonic phenomena we use new geodynamical model of forced displacements and oscillations of the core and mantle of the Earth.

**С.Г.Сколотнев¹, В.Е.Бельтенов², Е.Н.Лепехина³,
И.С.Ипатьева¹**

(¹ГИН РАН, Москва, e-mail: skol@ginras.ru, ²ПМГРЭ, С.Петербург, Ломоносов, e-mail: ocean-party@peterlink.ru ³VSEGEI, ЦИИ, e-mail: Elena_Lepekhina@vsegei.ru С.Петербург)

Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике, геотектонические следствия

S.G. Skolotnev¹, V.E. Beltenev², E.N. Lepekhina³, I.S. Ipatyeva¹

(¹GIN RAS, Moscow, ²PMGE, St.Peterburg, Lomonosov, ³VSEGEI, CIR, St.Peterburg)

Young and ancient zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the Central Atlantic, geotectonic consequences

Полученные в последние годы результаты локальных изотопно-геохронологических U-Pb определений возраста цирконов, выделенных из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ), указывают на широчайший диапазон их возрастов от архея до практически современного [1,2,3]. Авторами данной работы были выделены цирконы, впоследствии проанализированные на микрозонде SHRIMP, из каменного материала, полученного из восточного интерсекта трансформного разлома Зеленого Мыса, центральной части сегмента, заключенного между разломами Марафон и Зеленого Мыса, активной части трансформных разломов Вима и Долдрамс, с г. Пейве, расположенной вблизи западного интерсекта разлома Вернадского, из рифтовой впадины Маркова вблизи разлома Сьерра-Леоне и с г. Картера, находящейся на севере поднятия Сьерра-Леоне на востоке Центральной Атлантики. Это дало возможность подойти к проблеме древних цирконов в молодых породах океана более широко, чем прежде, сопоставив возраста цирконов, выделенных не только из плутонических пород, но и из базальтов и ультрабазитов, драгированных не только в осевой зоне, но и за ее пределами, охватив широкую область Центральной Атлантики с различными геологическими ситуациями.

По *морфологическим особенностям и внутреннему строению* среди изученных цирконов выделяются три разновидности. К первой относятся крупные кристаллы с гладкими гранями, имеющие тонкую осцилляторную зональность. Среди цирконов этой разновидности выделяются три типа. Первый тип - идиоморфные призматические зерна, встреченные в габброидах, плагиогранитах и диоритах, являющихся производными деплетированных толеитовых расплавов. Второй тип – палочковидные кристаллы замечены в базальте, сформировавшемся из обогащенного толеитового расплава. Третий тип – коротко призматические, бочонковидные кристаллы с плохо развитыми гранями - найдены в щелочных вулканитах. Вторая разновидность цирконов представлена мелкими субидиоморфными призматически-

ми кристаллами с заметно оплавленными негладкими гранями и ребрами, и округлыми, овальными и бочонковидными зернами. Для них характерна неотчетливо проявленная грубая зональность, иногда с более отчетливыми фрагментами. В третьей разновидности цирконы представлены мелкими призматическими кристаллами с гладкими гранями, иногда с оплавленными гранями и ребрами, но в меньшей степени, чем зерна второй разновидности; они характеризуются отчетливым зональным строением, но более грубым в сравнении с цирконами первой разновидности.

По содержанию урана и тория и их отношению среди изученных цирконов выделяется 4 *геохимических типа*. В 1-м типе, к которому относятся зерна 1-го типа первой морфологической разновидности и часть зерен второй разновидности, доминируют цирконы с низкими концентрациями этих элементов ($U = 18 - 289$ г/т, $Th = 9 - 279$ г/т) при умеренных значениях Th/U (0,26 - 0,91). В плагиигранитах и рудном габбро встречаются цирконы более поздней генерации с более высокими концентрациями урана ($U = 306 - 736$ г/т) и тория ($Th = 139 - 427$ г/т). 2-й геохимический тип объединяет зерна 2-го типа 1-й морфологической разновидности и часть зерен третьей разновидности. Его особенностью являются очень высокие концентрации урана ($U = 1707 - 2106$ г/т) при существенно более низких концентрациях тория ($Th = 603 - 642$ г/т) и умеренных значениях Th/U (0,30 - 0,39). К 3-му геохимическому типу относятся только зерна 3-го морфологического типа первой разновидности. При очень широких вариациях урана ($U = 34 - 2088$ г/т) и тория ($Th = 312 - 4145$ г/т) в нем преобладают зерна с очень высокими концентрациями этих элементов при резком доминировании последнего - Th/U (0,91 - 27,91). Четвертый геохимический тип объединяет часть зерен второй и третьей разновидности, им свойственны низкие значения отношения Th/U (0,04 - 0,27) при очень широких вариациях концентраций урана ($U = 281 - 2985$ г/т) и тория ($Th = 12 - 327$ г/т). Значительная часть зерен второй и третьей разновидности занимает промежуточное положение между цирконами 1-го и 4-го геохимических типов.

По возрасту среди цирконов выделяются две группы: молодые цирконы с возрастом, соответствующим возрасту формирования породы, и древние цирконы с возрастом много большим. Очевидно, что последние - это ксеногенные зерна, захваченные расплавом. Возраст молодых цирконов, выделенных из пород гребневой зоны САХ, 0,4 - 12 млн. лет и приблизительно соответствует возрасту океанического дна, подсчитанному по скорости спрединга. К этой группе отнесены и цирконы из щелочных вулканитов г. Каргера с возрастом 58 млн. лет. Молодым цирконам соответствует первая морфологическая разновидность, и за исключением 4-го типа они охватывают все геохимические типы.

Древние цирконы объединяют зерна 2-й и 3-й морфологической разновидностей и все геохимические типы за исключением 3-го типа. Их возрастной диапазон от 53 до 3200 млн. лет. На хронологической шкале цирконы с

различным возрастом располагаются группами. В пределах группы разница в возрасте 5-30 млн. лет, между группами – 60- 170 млн. лет. Таким образом, можно выделить несколько возрастных кластеров с промежутком между ними около 200 млн. лет. Резко доминирующий пик находится на отметке 1850 млн. лет (37 зерен в 11 образцах), далее по уменьшению количества встреченных зерен: 2070 (9 зерен в 6 образцах), 200 и 600 (7 зерен в 6 образцах), 1420 (5 зерен в 2 образцах), 420, 1650, 2250, 2470, 2715 (4 зерна в 2-3 образцах) млн. лет. Указанные временные рубежи не случайны, они близки ко времени крупных тектоно-магматических событий, имевших место в геологической истории Земли. Около 2715 млн. лет тому назад в архее происходило массовое образование зеленокаменных поясов наиболее поздней генерации. Рубеж 2470 млн. лет близок к границе архея и протерозоя (2490 млн. лет), когда действовал мощный суперплюм, разрушивший первый суперконтинент. Один из крупных пиков 2070 млн. лет близок к границе раннего и среднего протерозоя (2060 млн. лет). Наиболее интенсивный пик 1850 млн. лет – это время глобального сфекофенского тектогенеза. 1420 млн. лет назад происходили события, связанные с готским глобальным тектогенезом. Около 600 млн. лет назад протекал панафриканский тектогенез, приведший к образованию Палеогондваны. Около 420 млн. лет назад к северу от Африки происходили крупные события, приведшие к раскрытию Палеотетиса. 200 млн. лет назад - начало поэтапного разрушения Пангеи. Таким образом, крупнейшие геологические события в истории Земли нашли свое отражение в том субстрате, из которого в расплавы, генерированные под Срединно-Атлантическим хребтом, поступали цирконы. Но и после раскрытия Атлантики происходили геологические процессы, оставившие свой след в этом субстрате в виде цирконов. В частности одно из них, имевшее место около 54 млн. лет назад, совпадает по времени с эоценовой вулканической активностью, проявившейся главным образом за пределами САХ.

О связи цирконов с различными породами. Молодые цирконы наибольшим распространением пользуются в различных габброидах, плагиогранитах и диоритах, в щелочных вулканитах они встречены в незначительных количествах, в базальтах их очень мало, в ультрабазитах они отсутствовали. Древние цирконы также. в наибольшем количестве встречены в различных габброидах, меньше - в плагиогранитах. В небольших количествах они присутствуют в базальтах и щелочных вулканитах, в еще меньших - в ультрабазитах. В разных типах пород из гребневой зоны САХ характер возрастного распределения древних цирконов близок, при этом наибольшее количество зерен принадлежит кластеру с пиком на 1850 млн. лет, что, скорее всего, указывает на общий источник древних цирконов. В щелочных вулканитах г. Картера возрастная диапозон древних цирконов иной: 177 - 701 млн. лет, а наибольшее количество зерен приходится на возрастную кластер 600 млн. лет.

Об особенностях пространственного распределения древних цирконов. Во всех проанализированных сегментах гребневой зоны САХ в Центральной Атлантике возрастной диапазон древних зерен циркона примерно одинаков и повсеместно наибольшее количество зерен принадлежит кластеру с пиком на 1850 млн. лет. Следовательно, можно утверждать, что источник древних цирконов в отношении содержания цирконов различного возраста достаточно однороден.

Возможная природа древних цирконов

Таким образом, полученные материалы свидетельствуют, что присутствие древних цирконов в новообразованной океанической литосфере во всех ее слоях независимо от способа образования представляет собой универсальное повсеместное явление в Центральной Атлантике, а возможно, и во всем Атлантическом океане. Вся совокупность данных однозначно указывает на то, что древние цирконы могли быть захвачены магматическими расплавами в астеносферной мантии там, где происходила генерация этих расплавов и формирование тугоплавких остатков в виде ультрабазитов. При этом астеносферная мантия достаточно однородна в отношении ее насыщенности древними цирконами. Откуда в астеносферной мантии древние цирконы? Такой широкий возрастной спектр цирконов может быть обнаружен в длительно формирующейся континентальной коре. Однако свидетельств того, что в астеносферной мантии может массово присутствовать или присутствовало вещество континентальной коры, нет. Некоторые авторы в отдельных случаях допускают возможность локального нахождения вещества континентальной коры в зоне генерации расплавов, привлекая его для объяснения происхождения щелочных расплавов. Породы, в которых мы выделяли цирконы, детально изучены и петрологически, и геохимически, и в ряде случаев изотопно [4]. Ни один из подходов не позволяет обнаружить присутствие в них вещества континентальной коры. Следует отметить, что возрастной набор древних цирконов в обогащенных базальтах такой же, как и в деплетированных разностях. Таким образом, древние цирконы кристаллизовались непосредственно в астеносферной мантии или правильнее сказать в горизонтах подлитосферной мантии, где происходит генерация основных расплавов. На возможность такой кристаллизации указывает наличие в молодых породах цирконов с возрастом более молодым (53-175 млн. лет), по сравнению со временем раскрытия Атлантики. Следовательно, астеносферная мантия имеет такую же длительную историю формирования, как и континентальная кора, при этом основные этапы ее становления соответствуют основным этапам формирования континентальной коры. В отличие от континентальной коры в ее недрах либо более активно происходят процессы перемешивания вещества, либо в отличие от литосферного тектогенеза одновременные с ним процессы в подлитосферной мантии происходят не в определенных подвижных зонах, а действуют более рассредоточенно. В итоге подлитосферная мантия становится более гомогенной, чем континентальная кора.

Древние цирконы щелочных вулканитов г. Картера, возможно, имеют другую природу. Они могли попасть в расплав из блоков континентальной литосферы, претерпевшей панафриканский тектогенез, находящихся в основании подводного поднятия Сьерра-Леоне.

1. Шулятин О.Г., Андреев С.И., Беяцкий Б.В., Трухалев А.И. Структурно-тектоническая позиция и возраст плутонических базит-ультрабазитовых комплексов САХ // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб. ВНИИОкеангеология. 2008. с. 392-408.
2. Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А. и др. Доклады РАН. 2008. т. 421. №2. с. 240-248
3. Pilot J., Werner C.D., Haubrich F., Baumann N. Paleozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1998. v. 393. p. 676-679
4. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана // М.: Научный Мир. 2002. 287 с.

The results of U-Pb dating (SHRIMP), morphological and geochemical study by zircons from basalts, gabbros, plagiogranites, diorites, ultramafics and alkalic vulcanites dredged in the Central Atlantic have shown the presence of two age groups. The ages of the young zircons, which were originated *in situ*, recovered within crest zone of the MAR are 0.4 – 12 Ma and recovered from Sierra Leone Rise (alkalic vulcanites) are 58 Ma. The ages of the ancient zircons, which have xenogenic nature, recovered within crest zone of the MAR are 53 – 3200 Ma and recovered from Sierra Leone Rise are 177 - 701 Ma. Age data of the ancient zircons are divided into separate groups which correspond to the certain time intervals. These intervals correspond to the ages of main stages of geological history of the Earth and have period about 200 Ma, the most pronounced peak on the age diagram correspond 1850 Ma.

Our date indicate that sublithospheric depleted mantle is source of the ancient zircons inside young magmatic rocks within crest zone of the MAR and blocks of the continental lithosphere is source of the ancient zircons inside alkalic vulcanites from Sierra Leone Rise.

Н.М.Сушчевская¹, А.А. Пейве², Б.В.Беляцкий³

(¹ГЕОХИ РАН, Москва, e-mail: nadyas@geokhi.ru; ²Геологический институт РАН, Москва; ³ВНИИОкеангеология, С. Петербург, e-mail: bbelyatsky@mail.ru)

Геохимическая гетерогенность толеитового магматизма Полярной Атлантики

N.M. Sushchevskaya¹, A.A. Peyve², B.V. Belyatsky³

(¹GEOKHI RAS, Moscow; ²Geological Institute RAS, Moscow; VNIIOkeangeology, Saint-Petersburg)

Geochemical heterogeneity of tholeiitic magmatism within the Polar Atlantic

Эволюция Арктических бассейнов связана с разнонаправленными движениями плит Арктического района, с формированием и перескоком осей спрединга [1].

Хребты Колбенсей, Мона и Книповича являются естественным продолжением Срединно-Атлантического хребта в Полярной Атлантике и относятся к медленноспрединговым рифтам. Несмотря на то, что в современной рифтовой системе они представляют собой единую структуру хребтов, их происхождение и эволюция имеет собственную специфику. Так хребты Колбенсей и Мона, разделенные Ян-Майенским разломом, имеющим асимметричное строение, соотносятся с Ян-Майенской магматической и геохимической провинцией. Хребет Книповича, отделяется от хребта Мона Гренландской разломной зоной, которая как полагают, является границей нахождения разновозрастной литосферы, более древней в южной части. По данным магнитных аномалий разница в возрасте может достигать 15-20 млн лет [2]. Полученные новые геолого-геофизические данные в ходе 24 и 25 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» позволили существенно дополнить картину истории магматизма и эволюции Полярной Атлантики.

С самого начала образования Хребет Мона характеризовался закономерным и устойчивым наращиванием океанической коры в рифтовой зоне, что фиксируется по симметричному и закономерному расположению относительно оси рифтовой долины линейных магнитных аномалий [3]. Его формирование сопровождалось генерацией магм, типичных для большинства рифтовых зон Мирового океана, соотносящихся с характеристиками толеитов типа TOP-2. Сугубо деплетированный геохимический характер магм отражает их формирование в ходе подъема деплетированной океанической мантии, протекавшего без существенных осложнений.

В отличие от хребта Мона хребет Книповича начал формироваться в неустойчивых геодинамических условиях, что нашло отражение в неупорядоченном положении и фрагментации магнитных аномалий [4]. В его пределах получило развитие наименее глубоких по происхождению толеитов, первичные расплавы которых обогащены Na и обеднены Fe (тип Na-TOP).

Возникновение спрединговой зоны - хребта Книповича и последующий раздвиг совпадает по времени с магматической активностью в пределах архипелага Свальбард (около 20 млн. лет назад [1]), проявившейся в виде покровных базальтов и продолжавшейся вплоть до 10 млн. лет назад. В четвертичное время, около 1 млн лет назад произошла дальнейшая активизация Брейбогенского разлома и образование трех щелочных вулканов. Сложная история раскрытия Арктических морей, где Шпицберген играл важную роль, привела к тому, что в его геологии запечатлены все этапы структурной и тектонической перестройки.

Сравнение магматизма острова Шпицберген и толеитов хр. Книпович выявило близкий геохимический источник обогащения, наиболее интенсивно проявленный в неогеновых базальтах Шпицбергена. Выявленные фрагменты мантийных пород, вынесенные мантийными потоками, свидетельствуют о гетерогенности мантии под о.Шпицберген, который, в первую очередь, может быть связан с метасоматозом мантийных пород обогащенными расплавами, проникающими в мантийную матрицу, на что указывают данные по составам метасоматических прожилков в мантийных включениях по [5]. Обогащенные Ni оливины, выявленные в ряду Ne-Q базальты Шпицбергена-толеиты хр. Книповича, свидетельствуют скорее всего о безоливиновом гибридном источнике, образованном в результате реакции мантийного перидотита и корового рециклированного вещества. При этом доля пироксенитового компонента существенно возрастает в неогеновых базальтах Шпицбергена по сравнению с рифтовыми базальтами хр. Книповича. Неогеновые базальты обладают повышенными значениями радиогенных изотопов Pb – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.5-15.55), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.4-18.6), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.4-38.6) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7038-0.7048), что выше значений щелочных базальтов четвертичных вулканов Шпицбергена. Формирование первичных расплавов происходило при вовлечении в процесс плавления метасоматизированной деплетированной мантии, образованной на ранних стадиях раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна и преобразования палеошпицбергенского разлома в спрединговый хребет Книповича, что сопровождалось магматизмом в западной части острова Шпицберген во время его отделения от северной части Гренландии [6].

1. Engen Ø., Faleide J., Dyreng T. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. 2008. V. 450. P. 51–69.
2. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. Геодинамический анализ. Ред. С.И.Ушакова, 180, М.:изд-во МГУ, 1987.
3. Crane K., Sundvor E., Buck R., Martinez F. Rifting in the Northern Norwegian-Greenland Sea: thermal test of asymmetric spreading. // *J.Geophys.Res.* 1991. V. 96, 14529-14550.
4. Crane K., Doss H., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov G., Poroshina I., Joseph D. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology,

segmentation and evolution of the Knipovich Ridge. // *Mar.Geophys.Res.* 2001. V. 22. P. 153-205.

5. Ionov D.M., Mukasa S.B., Bodinier J.-L. Sr-Nd-Pb isotopic compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen: numerical modelling indicates Sr-Nd-decoupling in the mantle by melt percolation metasomatism. // *Jour. Petrology.* 2002. V 43, N12, 2261-2278.

6. Сущевская Н.М., А.А. Пейве, Б.В.Беляцкий. Условия формирования слабо-обогащенных толеитов в северной части хребта Книпович // *Геохимия.* 2009. №10.С.19-31.

On the base of the studied Spitsbergen Island basalts, Knipovich and Mohns ridges lavas it has been shown the difference of geochemical source for Spitsbergen-Knipovich magmas and Mohns. The source of Spitsbergen continental basalts and rift tholeiites has a similar enriched mantle component - pyroxenite mantle. Its portion in the melting decreases from Neogene trap intrusions via Quaternary alkaline lavas to insignificant admixture in the depleted and weakly enriched magmatism of the Knipovich ridge. Mohns tholeiites have generated from depleted mantle.

В.П. Трубицын, Е.В. Харыбин

(Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail:trub@ifz.ru)

Самосогласованные динамические модели тектоники литосферных плит

V.P. Trubitsyn, E.V. Kharybin

(Institute of Physics of the Earth, Moscow)

Selfconsistent dynamic models of plate tectonics

Построены модели мантийной конвекции с вязкостью, зависящей от напряжений, описывающей резкое увеличение скорости ползучести в области больших сдвиговых напряжений. В модели мантии с вязкостью литосферы, на три с половиной порядка большей средней вязкости, устанавливается конвекция под жесткой оболочкой. Затем включается вязкость, которая сильно нелинейно зависит от сдвигового напряжения. Дальнейший расчет эволюции конвекции показывает, как жесткая литосфера разбивается на отдельные плиты, вещество которых принимает участие в конвективном кругообороте мантии, являясь в данный момент верхним горизонтальном участком конвективной ячейки. Решение уравнений конвекции показывает, как меняются размеры и расположение плит на поверхности в процессе эволюции. Модель демонстрирует возможность построения самосогласованной динамической теории тектоники литосферных плит, в которой плиты не задаются априори, а их возникновение и эволюция описывается уравнениями конвекции.

Природа литосферных плит связана с конвекцией в мантии. Но о том, как именно, ранее высказывались различные крайние предположения. Поэтому теория тектоники литосферных плит до последнего времени оставалась лишь кинематической, поскольку в большинстве работ рассматривалась эволюция плит, форма, и скорости которых задавались априори.

Долгое время оставался непонятным механизм изгиба жесткой литосферной плиты в зоне субдукции. Каменная плита разрушается и разрывается при изгибе ее уже на углы в несколько градусов. Однако литосферные плиты в зонах субдукции изгибаются на углы до 90 градусов. Этот факт приводился критиками тектоники литосферных плит как один из основных аргументов. В последнее время в связи с успехами лабораторных измерений и математического моделирования вопрос о реологии вещества мантии стал одним из самых актуальных в глобальной и региональной геодинамике. Прямые измерения вещества при высоких давлениях и при очень медленных скоростях деформаций не только подтверждают возможность больших деформаций плит, но и дают количественную зависимость эффективной вязкости от сдвигового напряжения. Оказывается, действительно, каменная плита при сгибании раскалывается, если изгиб происходит быстро. Если же изгибающее напряжение нарастает очень медленно, то к месту изгиба диффундировать дислокации, и вещество как бы размягчается, т.е. в этом месте резко локально понижается его эффективная вязкость. Океанические плиты движутся к зонам субдукции со скоростями не больше 10см/год, т.е. медленнее, чем перераспределяются дислокаций. Поэтому литосферные плиты изгибаются без разрыва.

Изучение конвекции с автоматическим рождением литосферных плит ведется на модели вязкой нагреваемой жидкости в прямоугольной вытянутой области с соотношением сторон 3:1. Последовательно рассматриваются и сравниваются модели с постоянной вязкостью, вязкостью зависящей от глубины (т.е. от гидростатического давления) и сдвиговых вязких напряжений. Эти модели демонстрируют, как возникает литосфера и как она разбивается на плиты.

В модели 1 рассчитана конвекция в мантии в случае постоянной вязкости при нагреве снизу. На рис. 1. показано распределение скоростей течений и безразмерной температуры после установления конвекции. Безразмерная температура показана серыми тонами от значения 1 на дне мантии до значения 0 на поверхности со шкалой, приведенной на рис. 1 слева. Пересчетом для мантии максимальные скорости течений будут соответствовать 10см/год. Рассчитанная температура после умножения на 2500К и добавления адиабаты с градиентом 0.33К/км будет соответствовать значениям 4000К и 300К на дне и поверхности мантии.

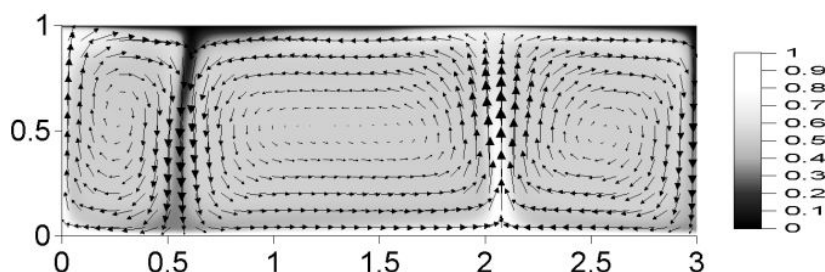


Рис. 1. Структура мантийной конвекция с постоянной вязкостью

Далее была рассчитана модель 2 для мантии со скачком вязкости в три с половиной порядка. Во всей мантии безразмерная вязкость равна единице, кроме верхнего слоя толщиной 75км, где вязкость равна 5000. В качестве начального состояния была взята конвекция при постоянной вязкости в модели 1. После изменения вязкости мантийные течения стали перестраиваться, и затем установилась структура конвекции, показанная на рис. 2. Здесь температура также показана серыми тонами, а безразмерные скорости стрелками с максимальным значением 7см/год. Это значение меньше, чем в модели 1, поскольку средняя вязкость в модели 2 больше. Распределение вязкости показано в нижней части рис. 2. Как видно из шкалы для логарифма вязкости, показанная черным цветом литосфера имеет вязкость на 3.5 порядков больше вязкости остальной мантии. Как указывалось выше, при толщине 75км относительная безразмерная толщина литосферы равна $75/3000=0.025$.

В модели 2 при такой высокой вязкости литосферы она ведет себя как сплошная жесткая неподвижная оболочка, и конвекция происходит только под этой жесткой литосферой. При этом на подошве литосферы скорости течений обращаются в ноль из условия вязкого сцепления. Такая была бы конвекция в мантии, если бы вязкость вещества не зависела бы от напряжения.

Поэтому далее была рассчитана модель 3, учитывающая более сложную реологию вещества мантии. Согласно лабораторным измерениям оливина и других минералов мантии их вязкость зависит от температуры, гидростатического давления (т.е. от глубины) и сдвиговых напряжений. В простейшем случае эта вязкость равна отношению критического сдвигового напряжения 100МПа и инварианта скоростей течений.

В качестве начального условия использовалось состояние мантийной конвекции, рассчитанное в модели 2 с жесткой сплошной литосферой. После изменения закона вязкости конвекция в мантии перестраивается. В местах, где к жесткой литосфере подходят восходящие и нисходящие мантийные потоки возникают большие девиаторные напряжения. Поэтому вязкость литосферы в этих местах резко (на 3-4 порядка) понижается, а литосфера разбивается на три отдельные плиты.

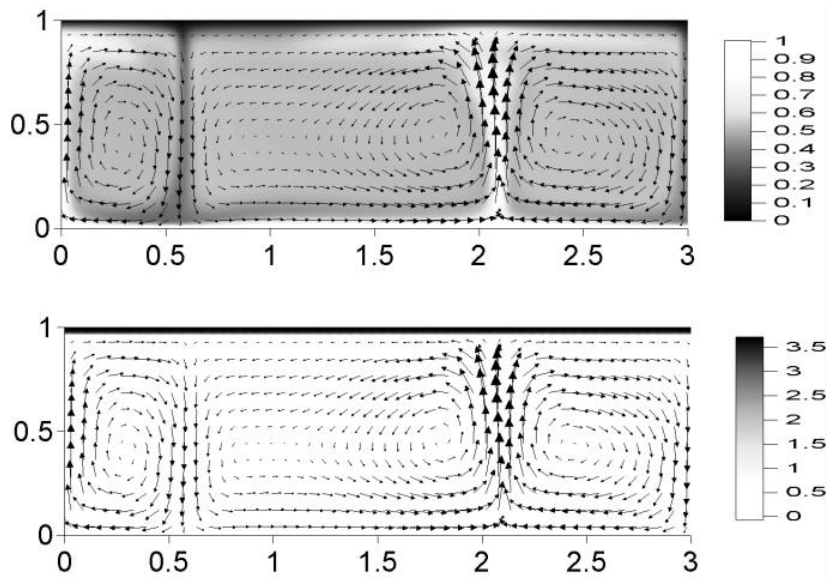


Рис. 2. Структура конвекции с высоковязкой сплошной литосферой

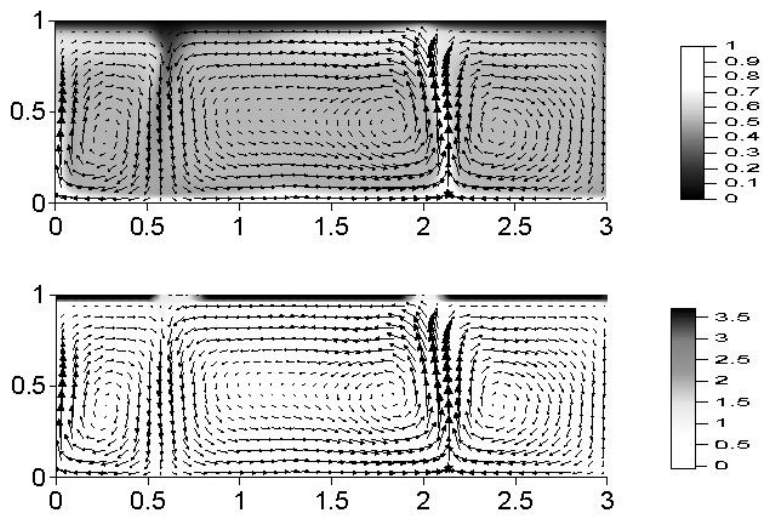


Рис. 3. Структура мантийной конвекции с вязкостью, зависящей от глубины и напряжения

На рис. 3 в верхней части представлено поле температур, показанное серыми тонами, и поле скоростей течений с максимальным значением 9см/год. В нижней части рис. 3 приведено распределение вязкости, устанавливающееся при конвекции, с указанной справа логарифмической шкалой. Это распределение вязкости четко показывает, как жесткая литосфера разделилась на отдельные плиты благодаря резкому понижению вязкости. Оно показывает, что образовавшиеся из неподвижной литосферы (ср. рис. 2) плиты стали двигаться. При этом скорость горизонтального течения вблизи поверхности становится кусочно-постоянной, т.е. постоянной внутри каждой отдельной жесткой плиты. Плиты образуются при затвердевании вещества, поднявшегося в восходящих потоках к хребту и растекающегося по поверхности. Как видно из распределения температуры на рис. 3 по мере продвижения плиты в стороны от хребтов и остывания толщина холодной части плиты растет в соответствии с известным соотношением пропорциональности квадратному корню от расстояния. В зоне субдукции вещество плиты размягчается и уходит в мантию в виде нисходящего мантийного потока, принимая участие в глобальном кругообороте вещества мантии. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-00578. РФФИ 08-06-00378 и программой ОНЗ-7.3

Mantle is modelled by viscous liquid with temperature, pressure and stress depended viscosity. For diffusion and dislocation creep mantle convection takes place under motionless thin stagnant lithospheric lid. After Peierls creep was added the lithospheric lid breaks into many quasi rigid plates. Models self-consistently reveal change in time the sizes and number of plates.

В.Р. Туманов, Т.Р. Туманова, А.М. Газиев, Р.Т. Маннанов.
(ООО «Космическая геология», Казань, e-mail virtumanov@mail.ru)

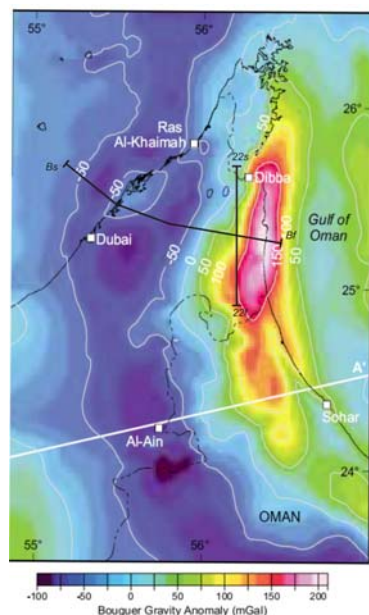
Структура и нефте-газоносность северо-востока

Аравийской плиты по видеотепловизионным разрезам

V.R. Tumanov, T.R. Tumanova, A.M. Gaziev, R.T. Mannanov
(Spacegeo LTD, Kazan, e-mail virtumanov@mail.ru)

**Structure and oil&gas productivity of Arabian plate northeast
on video thermal imaging sections**

Исходные данные в инфракрасном диапазоне 8÷14 мкм получены с космоснимков со спутников Landsat 7. Использовано смешанное изображение зимних (январь) и летних (июль) сцен. Разрешение снимков в инфракрасном диапазоне 60 м. Район севера Оманских гор примечателен как шовная зона между Евразийской и Аравийской плитами. Зона выражена об-



дукцией океанических осадочных и изверженных пород и мантийного материала на восточный край Аравийской плиты. В гравитационном поле зона выражена интенсивной положительной аномалией Bouguer (рис.1).

Рис. 1. Гравитационная карта аномалии Bouguer и ее окаймления. Аномалия рассчитана из оценки плотности 2,670 кг/м³ (по Ali, M. Y. and Watts A. B. 2009)

По району аномалии и ее окаймлению нами рассчитана цифровая модель поля теплового излучения до глубины 6 км.. На рисунке показаны два региональных (черные линии) разреза поля теплового излучения, на примере которых ниже будет продемонстрирована тектоника района. Участок у пересечения профилей изучен по сети разрезов

1 × 1 км.

По району исследований опубликованы геологические карты масштаба 1:50000 (Geological Maps of the Northern Emirates 1:50,000. Ministry of Energy, Petroleum and Minerals Sector. Minerals Department, UAE, 2005).

Наиболее древние автохтонные образования (средняя пермь – нижний мел) выходят на поверхность в северо-западной части района. Они представлены шельфовыми доломитами, известняками, а также конгломератами Музандамского полуострова.

Более молодые тектоно-стратиграфические комплексы Diba и Hatta зон представлены аллохтонными среднеордовикскими кварцитами и пермско-раннетриасовыми породами, триасовыми (?) известняками, триас – меловыми вулканическими породами, филлитами и сланцами, меланжем, позднеюрскими – меловыми сланцами, известняками, вулканитами, обломочными известняками, алевролитами. Верхняя часть аллохтона представлена Semail Nappe – Oman UAE офиолитами. Наиболее распространенными являются мантийные гарцбургиты, дуниты, габбро, реже отмечаются серпентиниты, базальты, тоналиты и др.

Под Хаджарскими горами у южного края гравитационной аномалии Bouguer (по линии A на рис. 1) глубина до верхней мантии достигает 54 км, уменьшаясь в предгорьях до 42 км (Ali I Al-Lazki, 2003). Кровля «средней и нижней коры» предполагается на глубине 12-13 км. Докембрийские-нижнепермские подразделения имеют мощность 9-12 км, триас-меловые

шельфовые образования - 3-4 км. Мощность тектонического покрова Хавазина порядка 3-4 км, Семайл - 1-2 км на западном склоне гор и до 5 км – на восточном.

Юрские – меловые осадочные образования на территории к востоку от Оманских гор нефте- и газоносны.

Методика работ. Идея метода инфракрасного зондирования со спутников и атмосферных летательных аппаратов предложена академиком Р.Д. Мухамедяровым (1997). Суть метода заключается в последовательном осреднении оцифрованного инфракрасного изображения, что позволяет рассчитать объемную цифровую модель поля теплового излучения и шаг за шагом проследить тепловые неоднородности и границы между ними от поверхности на глубину.

Цифровая модель поля теплового излучения визуализируется в виде карт изолиний плотности потока теплового излучения по субгоризонтальным срезам и в виде вертикальных разрезов поля теплового излучения, их первой и второй производных. Наибольшее сходство с реальной структурой недр обнаруживает рисунок второй производной.

Методика геологической интерпретации моделей теплового излучения в недрах разработана В.Р. Тумановым (2007, 2008). Интерпретация начинается с формального анализа исходного поля теплового излучения на горизонтальных и вертикальных разрезах. По перегибам изолиний прослеживаются векторы тепловых потоков – положительных (от источников тепла) и отрицательных (от источников относительного холода). Положительными векторами мы называем направления от источников тепла через точки наибольшей положительной кривизны изолиний, а отрицательными - направления от источников холода через точки наибольшей отрицательной кривизны.

Направление кондуктивных и конвективных теплотоков существенно различно одно от другого – кондуктивные теплотоки распространяются по зонам уплотнения, сжатия, зонам наиболее монолитной упаковки компонентов горных пород, а конвективные флюидные – в сторону наименьших давлений по зонам пористости, деструкции, разуплотнения, открытой трещиноватости. При этом направление открытых трещин в надвигах является косым по отношению к зоне основного сместителя.

Роль кондуктивных и конвективных тепловых потоков и их прикладное значение поясняется на примере рис.2.

Результаты. Результаты работ демонстрируются на примере двух из построенных нами 131 вертикальных разрезов.

На профиле Bs-Vf прежде всего привлекает внимание антиформа у побережья Персидского залива (западный край разреза, рис.3).

На 37-42 км профиля Bs-Vf. тектонотермический уровень, отвечающий средней из залежей месторождения газа Сажаа, повышается здесь с абс. отметок -3,2 км до абс. отм. порядка -1,5 км, т.е. почти вдвое. Контуры этой

положительной структуры угадываются по контурам положительной гравитационной аномалии (рис. 1), ось которой точно ложится на ось геотермической ямы. Геологическая интерпретация сочетания этих признаков приводит к уверенному предположению о наличии здесь скрытого поднятия метаморфического основания, над которым мощности нефтеносных мезозойских отложений сокращены, разрезы изобилуют перерывами, хорошие покрышки отсутствуют, характерны глубоко проникающие относительно холодные термофлюидные потоки. Поднятие есть, но условия для накопления углеводородного сырья неблагоприятны.

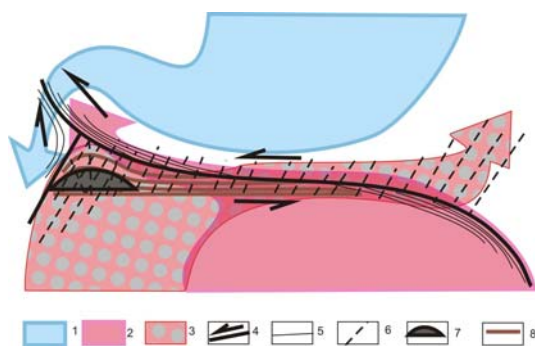


Рис. 2. Модель условий, благоприятных для накопления углеводородов

1 – кондуктивные холодные теплотокки, 2 – кондуктивные теплые теплотокки, 3 – конвективные флюидные теплые потоки, 4 – разрывные нарушения, направление движений блоков, 5 – закрытые трещины, 6 – открытые трещины, 7 – ловушки, 8 – слоистость.

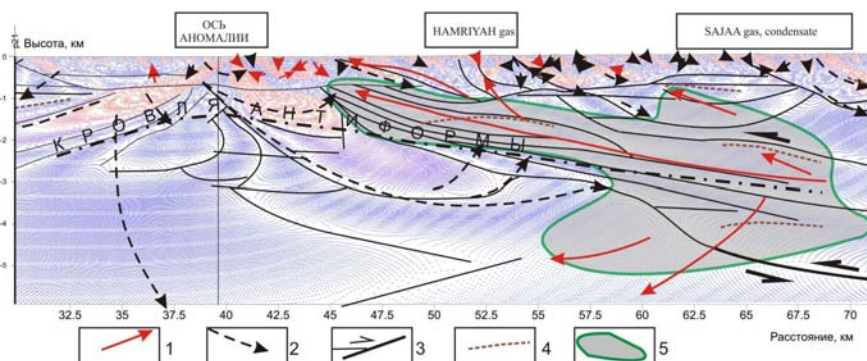


Рис. 3. Фрагмент разреза поля теплового излучения Vs-Vf. Антиформа у побережья Персидского залива.

1 – теплые векторы, 2 – холодные векторы, 3 – разрывные нарушения, 4 – элементы слоистости, 5 – зоны, в которых флюидотермодинамические обстановки для накопления углеводородов благоприятны либо неопределенны

Восточнее, на 70-95 км профиля вырисовывается разогретый тектонический прогиб, служащий источником тепловой энергии и, вероятно, углево-

дородных флюидов. Здесь можно предполагать развитие глубоководных шельфовых осадков, зону повышенных мощностей стратиграфических подразделений, однородность их литологического состава, кондуктивный механизм распространения тепла и отсутствие хороших коллекторов. Условия для нефтегазонакопления в данном открытом сверху разогретом тектоническом прогибе без выраженной холодной покрывки рассматриваются как неблагоприятные.

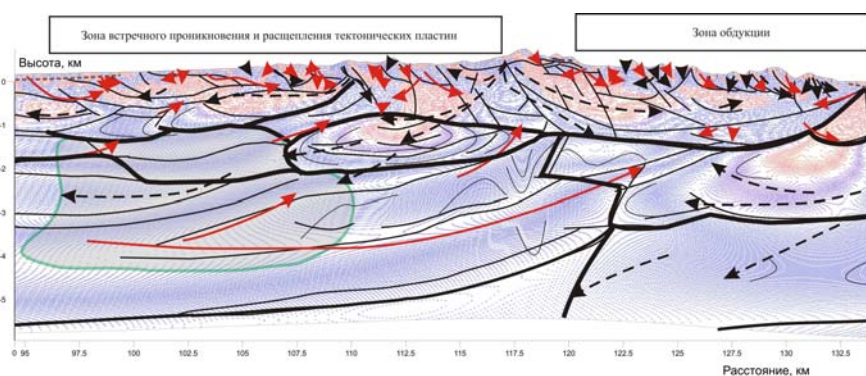


Рис. 4. Восточный фрагмент профиля Bs-Vf.

Разогретое прогнутое ядро и с запада, и с востока окаймляется промежуточными симметричными термогеодинамическими зонами шириной 30 км на западе и 25 км на востоке (рис.4). В этих зонах вероятны переходные типы разрезов, с широко распространенными флюидонепроницаемыми холодными козырьками, чередующимися с участками пород с относительно благоприятными коллекторскими свойствами. Таким образом, условия для накопления и сохранности углеводородов расцениваются в этих зонах в первом приближении как благоприятные.

Восточнее, под горами (рис.4), на относительно слабо нарушенную плиту надвинуты многочисленные тектонические пластины. Они могут быть сложены породами любого состава – от мантийных и глубоководно-океанических до шельфовых. Важно, что суммарная мощность этих пластин оценивается нами в 1.5- 2.5 км, эти пластины могут выполнять роль непроницаемых покрывок. Поэтому условия для накопления углеводородного сырья под ними могут оказаться благоприятными даже в случае, когда поверхность сложена мантийными интрузивными породами.

Восточнее 120-го км (рис.4) прослеживается зона тектонического сжатия мантийных, глубинно-коровых интрузивных, глубоководно-океанических пород. В гравитационном поле этой зоне отвечает очень сильная положительная аномалия.

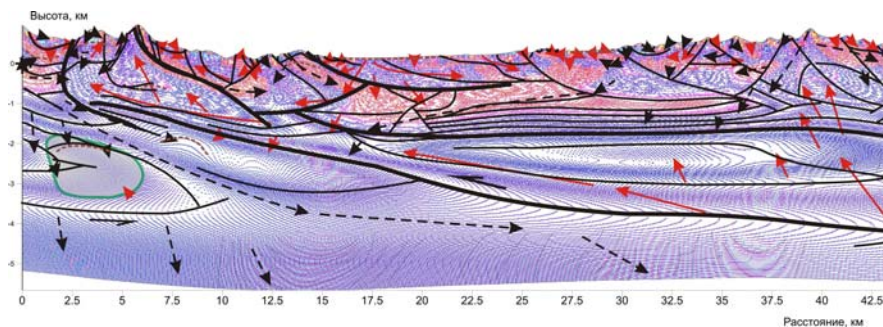


Рис. 5. Северный фрагмент профиля 22

Рассмотрим ее термогеодинамический облик по профилю 22. Главный элемент здесь – гигантский срыв, прослеживающийся на глубине около 4 км от 2-го км на севере на юг на расстояние более 127 км. На севере этот разлом становится круче вплоть до опрокинутого, и выходит на дневную поверхность. От плоскости срыва прослеживаются многочисленные положительные потоки, прошивающие всю тектонически расслоенную толщу. Они хаотически перемежаются с нисходящими субвертикальными теплопотокками. Термогеодинамических предпосылок для положительной оценки условий накопления углеводородов здесь нет. Лишь на севере района, где плоскость главного срыва воздымается, появляются горизонтальные холодные «козырьки», и на локальном отрезке условия для накопления углеводородов благоприятны.

By the videothermal generalisation method accepts the tectonic stratified structure of the Arabian plate northeast part, a zones of counter tectonic splitting in the West and a tectonic heap in the East, in zone obduction of oceanic core on continental. By informativity the method is comparable with field geophysical, and on economic efficiency surpasses them considerably.

М.И. Тучкова¹, С.М. Катков¹, И.О. Галускина²

(¹Геологический институт РАН, Москва, tuchkova@ginras.ru; ²Катовицкий университет, отдел наук о земле, г. Катовице, Польша)

Преобразования триасовых терригенных пород Западной Чукотки как показатель условий складчатости

M.I. Tuchkova¹, S.M. Katkov¹, I.O. Galuskina²

(¹Geological Institute RAS, Moscow, ² Silesian University, Katowice, Poland)

Post-sedimentation transformation of Triassic terrigenous formation as the indication of conditions of folding (Western Chukotka)

В настоящей работе показано, что характер деформаций контролировал уровень постседиментационных преобразований терригенных пород, накопившихся к началу поздне триасовой структурной перестройки в морском бассейне. Предшествовавшие коллизионным движения происходили в конце норийского времени, когда часть территории бассейна оказалась вовлечена в деформации. Это привело к расчленению морского дна и созданию серии размывавшихся внутрибассейновых поднятий. Вдоль разломных зон, ограничивающих поднятия, были сформированы структурные плоскостные неоднородности, которые впоследствии были унаследованы ранним кливажем S_1 . При раннеколлизионных надвигах региональные складки были сформированы при ССВ-ЮЮЗ сжатии. Одновременно с формированием складчатости произошло усиление преобразований триасовых отложений. При этом максимальным преобразованиям оказались подвержены осадочные толщи, накопившиеся на континентальном склоне, которые при коллизии формируют горно-складчатые сооружения, здесь же в локальных участках температурный режим мог достигать 400°C. Температурное воздействие на осадочные толщи главным образом соответствовало ~300°C, что не привело к образованию высокотемпературных минералов, но они были подвержены давлениям до 5-6 кбар.

Формирование постседиментационной зональности произошло по схеме орогенного литогенеза, терригенные толщи зоны сочленения различных структур оказались преобразованы наиболее интенсивно, а более ранние изменения пород оказались замаскированы. Позднее, после переориентировки осей напряжений, формирование структуры, сопровождаемое кливажем S_2 , происходило в условиях ЗСЗ-ВЮВ сжатия. В результате постколлизионного регионального растяжения произошло поднятие гранитного батолита, при котором в условиях вертикального уплощения образовался парагенез D_2 . На заключительных стадиях постколлизионной декомпрессии плоскостные тектуры S_2 сминались в пологие открытые складки F_3 с формированием кинк-бендов, хрупких сбросов и взбросов.

Н.И. Филатова

(Геологический институт РАН, e-mail: filatova@ilran.ru, Москва)

Мезозойский Арктический плюм и его геодинамические следствия

N.I. Filatova

(Geological Institute, Russian Academy of Science, Moscow)

The Mesozoic Arctic plume and his geodynamic consequences

Значительным прогрессом в науках о Земле была идентификация двух глобальных мезозойско-раннекайнозойских нижнемантийных суперплюмов (или “горячих полей”) – Тихоокеанского и Атланти-Африканского [1,2], которым соответствуют определенные сейсмотомографические аномалии и обширные магматические провинции [LIPs] со специфическими базальтами (или бимодальными ассоциациями) внутриплитного (WPB) типа. Поскольку в последние годы в арктическом регионе обнаружены многочисленные дискретные проявления мезозойского магматизма подобного рода [3-8 и др.], встает вопрос о генетической принадлежности этих проявлений и об их связи с событиями на литосферном уровне.

Синтез геологических, геофизических (магнитометрия и сейсмопрофилирование) и геохронологических данных позволил объединить эти проявления в Арктическую магматическую провинцию [9], которая формировалась начиная со средней юры и до начала позднего мела (189-95 млн. лет) при пике накопления пород в диапазоне 144-115 млн. лет (баррем-апт). Слагающие эту провинцию юрско-меловые магматические породы в совокупности занимают обширную площадь в пределах Арктики. Они локально установлены по всему континентальному периметру Амеразийского бассейна. В западной Арктике юрско-меловые породы WPB типа распространены в Гренландии, архипелаге Шпицберген, а также на шельфах Баренцева и Карского морей [3-6 и др.], где они трассируют систему мезозойских грабенов. Доминирующими здесь являются щелочные Fe-Ti-базальты, обогащенные редкоземельными элементами [3,4,6 и др.]; в меньшем объеме присутствуют толеиты с умеренными содержаниями титана. Установлено изотопно-геохимическое сходство этих пород с базальтами островов (OIB) и поднятий Тихого, Индийского и Атлантического океанов [6 и др.]. Восточную часть Арктической магматической провинции слагают юрско-меловые породы WPB типа, вскрывающиеся на островах Восточно-Сибирского, Чукотского, Бофорта морей, а также в Свердрупском бассейне, т. е. по всему континентальному обрамлению Канадского бассейна – Евразийскому и Североамериканскому. На шельфе Восточно-Сибирского моря эти породы образуют обширный магматический купол Де Лонга, в пределах которого (на ове Беннетта) обнаружены апт-альбские (124-106 млн. лет) щелочные базальтоиды [7], по изотопно-геохимическим свойствам близкие к базальтам ар-

хипелага Земля Франца-Иосифа, а также Маркизских о-вов, связанных с Тихоокеанским суперплюмом. Мезозойский внутриплитный магматизм предполагается также на подводных поднятиях Американо-Северного бассейна (хребтах Ломоносова, Альфа-Менделеева, Чукотском, Нортвинд), что доказывается данными сейсмопрофилирования [10], магнитометрии [11], отчасти – донного опробования [8]. Этим территориям, обрамляющим Канадскую океаническую котловину, соответствует однотипный – мозаичный, дуговой и эллиптически-кольцевой – рисунок магнитного поля, отличный от сублинейного характера Канадской котловины и свойственный полям пород WPB. В композитной пробе, драгированной с хр. Альфа, обнаружены скопления обогащенных толеитов и щелочных базальтов [8].

Изотопно-геохимический состав пород Арктической магматической провинции носит обогащенный характер, типичный для вулканитов океанических островов и поднятий, соответствующих областям аномальной мантии, возникших под воздействием нижнемантийного апвеллинга, в частности, Тихоокеанского суперплюма. Это дает возможность предположить действие в мезозое в высоких широтах Арктического плюма, проекцией которого на поверхности и является Арктическая магматическая провинция. Продуктивность плюма, судя по изменению объема магматических пород, возросла от ранней юры к среднему мелу, достигнув максимума в конце апта. Этому соответствовало, вероятно, приближение к поверхности широкой части "головы" плюма, что привело к увеличению площади магматической провинции.

Обрисовывается обширная площадь (около 14 млн. кв. км) воздействия мезозойского Арктического плюма на высокоширотную область континентальной Пангеи. Тектоно-геодинамическим следствием этого плюма явилось раскрытие первого – Канадского – бассейна Северного Ледовитого океана, а также орогенические события в пределах смежных континентальных областей. Начальному мезозойскому нижнемантийному апвеллингу соответствовал ранне-среднеюрский континентальный рифтогенез в циркумполярном регионе Пангеи, который сменился позднеюрским спредингом в Канадском бассейне с максимумом наращивания в нем океанической коры на рубеже апта-альба. Смещение во времени наиболее обширных полей внутриплитных пород к евразийским шельфам полярных морей (от Баренцевского до Чукотского) вызывает предположение об отклонении от вертикали поднимающегося Арктического плюма (как это доказано, например, для Африкано-Атлантического апвеллинга). В связи с этим предложена модель, согласно которой смещающаяся к Евразии "голова" Арктического плюма (или одного из крупных ответвлений последнего) обусловила обособление и вовлекла во вращательное перемещение Чукотско-Аляскинскую микроплиту, что согласно ротационному механизму [12] стало причиной раскрытия Канадского бассейна. Поскольку по магнито- и гравиметрическим данным,

ось палеоспрединга Канадского бассейна ограничивается системой хребтов Альфа-Менделеева, реальной представляется ситуация [5, 9], согласно которой эта система хребтов (входивших в мезозое в Евразию) и составляла континентальное обрамление бассейна трансформного характера.

Тектоно-геодинамические следствия Арктического плюма опосредованно, через раскрытие Канадского бассейна, отразились на Евразийском континенте в оформлении коллизионной Верхояно-Чукотской тектонической области. Показательно, что этапы ее формирования, как и Канадского бассейна, подчинены геодинамике Арктического плюма и, соответственно, внутриплитного магматизма с нарастанием интенсивности орогенических событий от поздней юры к апту. Начало спрединга в Канадском бассейне совпадает с завершением аналогичного процесса в Алазейско-Южно-Аннуйском-Ангаючам океане (заливе Тихого) и началом здесь коллизионных событий с оформлением Верхояно-Чукотского орогена. Нараставший в раннем мелу режим компрессии привел к поэтапному формированию покровно-надвиговых дислокаций, способствовавших утолщению континентальной коры и возникновению соответствующих фаций метаморфизма. Последняя фаза средне меловой компрессии реализовалась в виде систем левосторонних сдвигов, нарушивших структуры Верхояно-Чукотского орогена, включая и коллизионный шов. Это обусловило, в частности, торцовое сочленение сегментов сuture Колымской петли и Южно-Аннуйский, в связи с чем офиолиты последнего выдвинуты по левостороннему сдвигу далеко на северо-запад, а с северо-западным продолжением этого сдвига связаны, возможно, средне меловые дислокации п-ова Таймыр. Пик режима компрессии, индуцированного максимумом внутриплитного магматизма Центрально-Арктической магматической провинции и наращивания океанической коры в Канадском бассейне, сменился в растущем орогене обстановкой коллапса и адиабатического растяжения с явлениями гранито-гнейсового купольного тектогенеза. Формирование Верхояно-Чукотского орогена закончилось в конце апта-альбе, что совпадает с завершением спрединга в Канадском бассейне и накопления внутриплитных базальтов, т.е. с затуханием мезозойской активности Арктического плюма.

С общетеоретических позиций важно выяснить, являлась ли высокоширотная область мезозойского WPB магматизма изолированным объектом, связанным с обособленным Арктическим плюмом, или последний закономерным образом входил в систему мезозойских нижнемантийных плюмов Земли.

На позднеюрско-меловом этапе Земли активными являлись, по крайней мере, два суперплюма – Тихоокеанский и Атлантико-Африканский, которые, обусловив диссимметрию Земли на литосферном уровне, вместе с тем отражали неоднородность всех оболочек Земли, а также внешнего и внутреннего ядра. Морфологические и динамические различия двух сравниваемых суперплюмов Земли отразились в конструкции

соответствующих им океанов. Так, Тихоокеанский суперплюм, при всей морфологической сложности и многоканальности проникновения к земной поверхности, в целом обладал изометричной в плане формой, что коррелируется с соответствующей конфигурацией Тихоокеана. Характерной чертой Атлантического океана явилось, напротив, дискретное возникновение отдельных его сегментов, закономерно "включавшихся" в пространстве и во времени (со средней юры до начала кайнозоя) в ходе распада позднепалеозойской Пангеи. Канадская котловина представляет как бы крайнее северное окончание Атлантического океана – этой сложной, скачкообразно во времени и пространстве развивавшейся структуры, расколовшей в мезозое позднепалеозойскую Пангею. По времени образования Канадская котловина синхронна начальным стадиям спрединга сегмента Центральной Атлантики, которые в совокупности наметили общий линейный тренд системы мезозойско-кайнозойских спрединговых хребтов Атлантики, нарушивших суперконтинент. Причиной дискретно-пунктирного разновременного возникновения спрединговых хребтов Атлантики явилась эпизодичность проявления во времени и пространстве системы нижнемантийных плюмов, генетически связанных с Атлантико-Африканским суперплюмом (или "горячим полем" Земли). Раскрытие Канадского бассейна было связано с входившим в эту систему Арктическим плюмом, вызвавшим формирование соответствующей высокоширотной Арктической магматической провинции. Высокая скорость спрединга в Тихом океане сопровождалась интенсивным процессом субдукции по его периферии. Менее продуктивному Атлантико-Африканскому суперплюму (и значительно меньшему объему магматизма) соответствовал медленный и ультрамедленный спрединг Атлантического океана и пассивный характер его границ с континентальными плитами. Такой же пассивный тип границ свойственен и Канадскому бассейну, что является одним из доказательств генетической его связи с Атлантическим океаном.

Работа выполнена при поддержке Программы № 14 Президиума РАН, РФФИ (гранты 08-05-00748а, 09-05-00438а) и гранта "Научные школы" – НШ-651.2008.5.

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28-45.
2. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Research*. 2007. Vol. 11. P. 7-37.
3. Грачев А.Ф. Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа // *Физика Земли*. 2001. № 9. С. 49-61
4. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа //

Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. XLI Тект. совещ. М.: ГЕОС. 2008. С. 389-391.

5. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32-54.

6. Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др. Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2006. № 4. С. 365-376.

7. Silantiev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I. et al. Intraplate magmatism of the De Long Islands: a response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // *Rus. J. Earth Sci.* 2004. Vol. 6. N 3. P. 39-47.

8. Williamson M.-C., Larsen L.M. Geochemistry of volcanic rocks recovered during the 1983 Canadian experiment to study the Alpha Ridge, Arctic Ocean // *Abstracts and Proceedings. Soc. Norway. Oslo, 2007. P. ISP-081.*

9. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским Арктическим плюмом // Геотектоника. 2009. № 5. С. 36-54.

10. Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Yu.Ya., Langinen A.E., Sorokin M.Yu. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82°N: evidence of continental crust // *Geophys. J. Int.* 2006. Vol. 165. P. 527-544.

11. Verhoef V., Macnab R., Roest W. et al. Arctic and North Atlantic Oceans and adjacent land areas magnetic anomalies. Sheets 1: 10000000 scale // *Geol. Soc. Canada.* 1996.

12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 332 с.

The synthesis of geological, geophysical and geochronological data show the distribution of the Arctic large magmatic province including the magmatic rocks with the intraplate signatures. The Mesozoic Arctic province formed during Middle Jurassic up to Upper Cretaceous with the main Barremian-Aptian (144-115 Ma) magmatism impulse. The magmatism was induced by the Arctic lower mantle plume that represented the most a northern branch of the Atlantic-African superplume. The geodynamic consequences of the Arctic Mesozoic plume are originating the Canadian oceanic basin as well as the Jurassic-Cretaceous orogenic movements in the Northeastern Asia.

Н.И. Филатова, В.С. Вишневецкая

(Геологический институт РАН, e-mail: filatova@iran.ru, Москва)

Тектоностратиграфические разрезы Анадырско-Корякского региона как индикаторы средне меловой аккреции океанических и островодужных комплексов на северо-западном обрамлении Пацифика

N.I. Filatova, V.S. Vishnevskaya

(Geological Institute, Russian Academy of Science, Moscow)

Tectonostratigraphic units into Anadyr-Koryak region as indicators of the Middle Cretaceous accretion of the Mesozoic oceanic and island arc sequences on the northwestern Pacific framing

Строение и возраст формирования Охотско-Корякского орогенного пояса, с севера примыкающего к Олюторско-Камчатскому орогену, составляет предмет дискуссий ([1-3 и др.]). Нередко здесь выделяются обособленные, самостоятельно развивавшиеся террейны, природа которых остается загадочной. Во многом это объясняется слабой разработкой стратиграфии вскрывающихся здесь отложений, что затрудняет понимание тектонической структуры в целом. В пределах Анадырско-Корякского региона, составляющего восточную часть средне мелового Охотско-Корякского орогенного пояса, традиционно выделяются две синхронные свиты (или серии) – пекельнейвеевская и чирынайская кремне-терригенно-вулканогенного (с участием офиолитов) состава, возраст которых считается позднеюрским-раннемеловым. Специфика этих подразделений заключается в: поразительно высокой мощности (до 5 км и более), скудности находок макрофауны (особенно в кремнистых отложениях) и чрезвычайной пестроте литологического состава, затрудняющей их корреляцию даже на близлежащих участках.

Наши полевые работы в Анадырско-Корякском регионе (в целом охватившие трансект через Таловско-Майнскую, Ваежско-Алганскую, Велико-реченско-Рарыткинскую, Койвэрэланско-Майницкую и Пикасьвайм-Эконайскую зоны) показали широкое развитие здесь покровно-надвиговых и чешуйчато-надвиговых структур. По надвигам в единые сложные тектоностратиграфические разрезы совмещены породы различного возраста и различных геодинамических обстановок накопления. Изучение радиолярий, обнаруженных в яшмах, терригенно-кремнистых и кремнисто-вулканогенных отложениях, показало, что в тектоностратиграфических разрезах региона чередуются пластины пород 19-ти стратиграфических уровней интервала юра-готерив [4]. Радиоляриевый, литофациальный и петрогеохимический методы позволили осуществить корреляцию отдельных пла-

стин тектоностратиграфических разрезов в пределах всего Анадырско-Корякского региона и выделить толщи: яшмо-щелочно-базальтовую (нижний геттанг), кремне-терригенную (геттанг-синемюр), яшмо-кремневую (плинсбах-аален), яшмовую (байос-готерив), яшмо-базальтовую (верхнебайос-валанжин), ферро-титанистых базальтов (верхнебайос-бат), туффито-яшмо-базальтовую (бат-готерив), терригенно-вулканогенную (байос-валанжин).

Полученные результаты легли в основу реконструкции геодинамических обстановок мезозойского Пацифика на двух временных уровнях: ранне-среднеюрском и среднеюрском-раннемеловом (валанжин-готеривском).

О принадлежности к раннеюрскому Пацифику свидетельствуют пластины геттангской яшмо-щелочнобазальтовой толщи мощностью до 70 м (здесь и далее указаны максимальные видимые мощности толщ в пластинах), в которой переслаиваются яшмы и щелочные высокотитанистые базальты внутриплитного (WPB) типа, близкие к лавам внутриокеанических островов (ОИВ). Изолированно располагаются тектонические пластины геттанг-синемюрской кремне-терригенной толщи мощностью до 250 м, сложенной тонкочередующимися серыми и черными кремнями, кремнистыми песчаниками и алевролитами, реже яшмами, иногда с примесью дистального пепла. Наиболее вероятен окраинноморский генезис этих пород, хотя нельзя исключить их накопления в периферических участках океана. Нижне-среднеюрский временной интервал (плинсбах-аален) представлен абиссальной яшмо-кремневой толщей (до 70 м), образованной переслаивающимися красными яшмами, серыми кремнями и линзами известняков. Таким образом, корреляция тектоностратиграфических разрезов Анадырско-Корякского региона на основе радиоляриевых методов позволила впервые выявить присутствие в них отложений ранней и начала средней юры, характерных для окраинных морей и внутриокеанических областей. Синхронных пород надсубдукционных вулканических дуг в этих дислокациях не обнаружено. Однако нередкая примесь дистальных пеплов в рассмотренных выше толщах позволяет предположить формирование в ранне-среднеюрском Пацифике вулканических поясов.

Более обширный латеральный ряд палеоструктур реконструирован в среднеюрском-раннемеловом возрастном интервале. К этому диапазону относится яшмовая толща, имеющая широкое территориальное распространение в Анадырско-Корякском регионе. Из-за маломощности (60-80 м) и характера залегания (в виде частых тонких тектонических чешуй) эта толща нередко рассматривалась в качестве линзовидных прослоев в отложениях, на самом деле не имеющих с ней ни генетических, ни возрастных связей. Рассматриваемая толща образована яшмами, кремнями, редкими линзами известняков и алевролитов. Несмотря на маломощность, в ее непрерывном разрезе выделено 11 радиоляриевых комплексов, в целом характеризующих интервал от позднего байоса до готерива включительно [4]. Характеризую-

щийся весьма низкими скоростями накопления этот конденсированный разрез яшмовой толщи формировался, скорее всего, в открытом океане, куда не достигали терригенные осадки и пирокластика островных дуг. На отдельных участках в яшмовой толще отмечены деплетированные толеиты типа базальтов зон спрединга (MORB). Об активности процесса океанического спрединга в среднеюрском-раннемеловом Пацифике свидетельствуют обнаруженные в тектоностратиграфических разрезах Анадырско-Корякского региона многочисленные пластины яшмо-базальтовой толщи (до 200 м). Она представлена яшмами, кремнями, толеитами и диабазами типа MORB и редкими линзами алевролитов и аржиллитов. Выявленные в ней комплексы радиолярий практически идентичны таковым яшмовой тощи. Единственное отличие пород, характеризующих среднеюрскую-раннемеловую обстановку MOR, заключается в том, что в них пока не обнаружены радиолярии готерива. О наличии в тектоностратиграфических разрезах Анадырско-Корякского региона юрско-меловых образований Пацифика, кроме двух вышеуказанных толщ, свидетельствует также толща ферро-титанистых базальтов (до 150 м), небольшие тектонические фрагменты которых обнаружены в Койвэрэланско-Майницкой зоне. Преобладают в этой толще высокожелезистые и высокотитанистые базальты WPB типа [5], включающие многочисленные маломощные линзы яшм. Эти породы внутриплитного типа, охарактеризованные пока комплексами радиолярий байос-бата, типичны для внутриокеанических островов и поднятий современного Тихого океана.

Наряду с породами среднеюрских-раннемеловых океанических обстановок в тектоностратиграфических разрезах Анадырско-Корякского региона широко распространены тектонические пластины с отложениями, свойственными окраинным морям и островным дугам этого же возрастного интервала и содержащими комплексы радиолярий бата-готерива. Первой из этих обстановок соответствует туффито-яшмо-базальтовая толща (около 500 м), включающая толеиты типа MORB, реже яшмы, кремни и известняки, а кроме того сложный набор туфо-терригенных пород. В синхронной терригенно-вулканогенной толще (до 650 м) островодужной природы распространены вулканогенные породы толеитовой и известково-щелочной серии с существенной ролью пирокластического материала. Изменчивость состава магматических пород может свидетельствовать о развитии в юрско-раннемеловых островных дугах, как продольной, так и поперечной зональности.

Неоавтохтоном (промежуточным) структур, образованных вышерассмотренных нижнеюрскими-нижнемеловыми толщами различной генетической природы, служат верхнеальбские-верхнемеловые терригенные, реже туфогенно-терригенные отложения. Это является доказательством средне-мелового орогенеза, ставшего причиной объединения в тектоностратиграфические разрезы разновозрастных и разнотипных по составу пород периферии мезозойского Пацифика.

Полученные данные свидетельствуют о широкомасштабных аккреционно-коллизийных процессах, произошедших в конце раннего мела на северо-западном обрамлении Тихоокеана в режиме интенсивной компрессии. В результате тектонически нарушенные отложения латеральных рядов периферии палеоокеана, а также систем окраинных морей – островных дуг испытали тектоническое совмещение в покровно-надвиговых дислокациях, сформировав Охотско-Корякский пояс в зоне перехода континент-Тихоокеан.

Работа выполнена при поддержке Программы № 10 ОНЗ РАН, РФФИ (гранты 08-05-00748а, 09-05-00438а) и гранта “Научные школы” – НШ-651.2008.5.

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. / М.: Недра, 1990. 332 с.
2. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41
3. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: современное состояние проблемы // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3-18.
4. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Корреляция юрско-меловых кремнисто-вулканогенных отложений северо-западного обрамления Тихого океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. № 6. С. 42-63.
5. Злобин С.К., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. и др. Происхождение верхнеюрских-неокомских вулканогенных образований северо-востока Анадырско-Корякского региона // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 64-76.

It is established that before proposed the Late Jurassic-Early Cretaceous uninterrupted stratigraphic series (Pekulneiveem or Chiryngai) of the Anadyr-Koryak region represent complicated tectonostratigraphic units of nappe-stacked structure. The units include the tectonic sheets of sequences of the different both formation age and geodynamic environments: oceanic, island arc, marginal basin that evolved during the Early Jurassic-Early Cretaceous. Tectonic juxtaposition of the heterogenous formations took place as a result of the Middle Cretaceous accretional-collisional movements along the Pacific framework and development of the Okhotsk-Koryak orogenic belt.

Н.В. Цуканов¹, С.Г. Сколотнев²

(¹Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, paleogeo@ocean.ru;

²Геологический институт РАН, Москва, skol@ginras.ru)

Особенности строения и состава вулканических комплексов палеодуг Восточной Камчатки

N.V. Tsukanov¹, S.G. Skolotnev²

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow)

Structure and composition of the Eastern Kamchatka paleoarc's complexes

В пределах Восточной Камчатки выделяются два террейна островодужной природы, которые сложены верхнемеловыми – эоценовыми вулканогенно - туфогенными и магматическими комплексами. Они являются фрагментами Озерновско – Валагинской (ОВД) и Кроноцкой (КД) палеодуг, аккрегированных к камчатской окраине в кайнозойское время [1]. В строении этих террейнов также участвуют тектонически дезинтегрированные офиолиты, имеющие различную геодинамическую природу [4, 5, 7, 10], и представленные фрагментами древней океанической коры разного возраста и офиолитами супрасубдукционной природы.

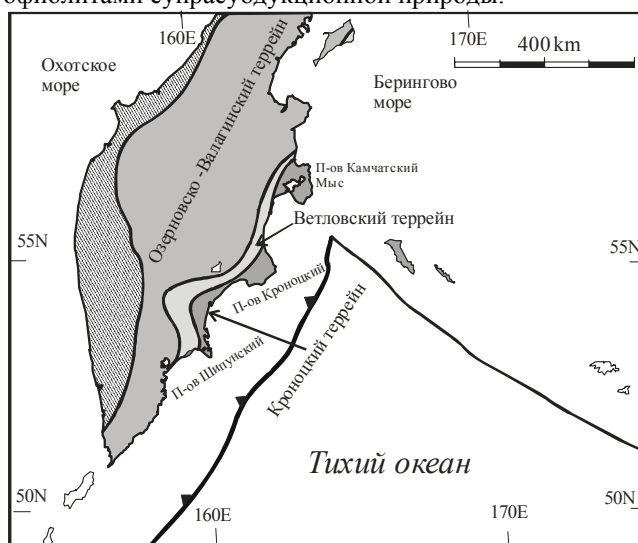


Рис. 1. Схема тектоно - стратиграфических террейнов Восточной Камчатки.

Изучение структурно-вещественных комплексов террейнов Восточной Камчатки, показало, что они в разных сегментах террейнов значительно

различаются по строению и составу, слагающих их пород, что, вероятно, отражает первичную гетерогенность в палеоостроводужных системах [7, 10].

ОВД и КД являлись энсиматическими вулканическими дугами [1], но различались между собой по характеру островодужного вулканизма, длительности его проявления и соответственно геодинамическим условиям формирования. В пределах ОВД изученные нами островодужные вулканисты, распространены в пределах хребтов Кумроч, Тумрок и Валагинский и представлены вулканистами толеитовой, известково-щелочной и реже шошонитовой серий. Вулканисты толеитовой серии чаще всего слагают нижние части разрезов, либо переслаиваются с породами известково-щелочной серии, которые также слагают отдельные потоки преимущественно в верхних частях разрезов. Вулканисты шошонитовой серии встречаются значительно реже и не во всех сегментах палеодуги [1, 2, 8]. По петрохимическим и геохимическим данным изученные образования хр. Кумроч относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям, и, судя по положению в разрезе формировались синхронно. Для пикрит-базальтовой и базальтовой толщ хр. Тумрок полученные результаты свидетельствуют о толеитовой природе этих вулканистов [1]. Проанализированные нами вулканисты Валагинского хребта (попутновская, голубовская толщи) относятся к островодужной пикрит-базальт-андезитовой толеитовой серии. При этом, судя по распределению РЗЭ, – это обогащенные толеиты. При этом пикриты Валагинского хребта и хр. Тумрок различаются и формировались в различной обстановке [1]. По данным [1] в северной части Валагинского хребта так же присутствуют вулканисты известково-щелочной серии.

В отличие от ОВД в КД выделяется два этапа вулканической активности: позднемеловой и эоценовый. При этом эоценовый этап вулканизма представлен преимущественно высокоглиноземистыми плагиотолеитами в северных сегментах КД [6]. В южном сегменте КД (п-ов Налычева) распространены преимущественно вулканисты умеренно калиевой известково-щелочной серии, а на полуострове Шипунский преимущественно – эффузивы толеитовой островодужной серии и реже - представители известково-щелочной серии.

Позднемеловой вулканизм по простирацию КД значительно различается. Вулканисты п-ова Камчатский Мыс, представленные породами нижнетарховской подсвиты и тощей р. 1-ая Непропускная, являются преимущественно производными толеитовых расплавов, которые формируют дифференцированную серию от базальтов до андезито-базальтов. В небольших количествах присутствуют риолиты, как крайние члены дифференциации. При этом наблюдаются определенные отличия между вулканистами этих толщ по титанистости, магниальности и щелочности пород.

$\epsilon_{Nd}(t)$ исследованных вулканистов характеризуется деплетированными и ультардеплетированными значениями (9,8-11,8). Изотопный состав неодима и свинца изученных пород в целом близок. На вариационных диаграммах

отношений изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ практически все изученные породы попадают на тренд, связующий модельные мантийные источники DMM и HIMU, располагаясь в поле составов MORB. Эти данные подтверждаются и данными по изотопии стронция. Где преимущественно все изученные вулканиды ОВД и КД имеют низкие содержания отношения изотопов стронция в пределах 0.703-0.704. Тем не менее, имеют место заметные вариации изотопных параметров даже в пределах единых тел и массивов. Очевидно, мантийные субстраты, при частичном плавлении которых продуцировались расплавы, имели изотопные характеристики близкие к DMM источнику.

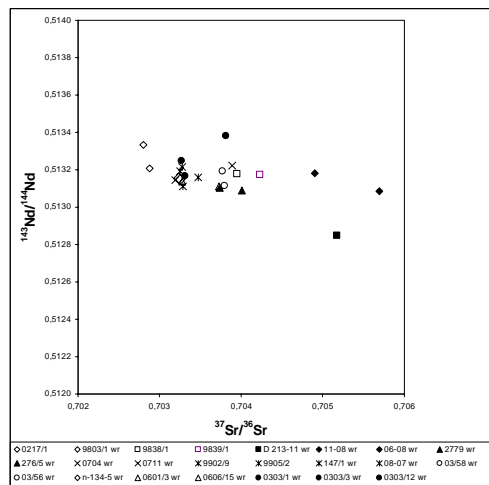


Рис. 2. Соотношение изотопов стронция и неодима в вулканидах ОВД и КД.

Сравнительный анализ характера вулканизма ОВД и КД из аккреционного обрамления северо-запада Тихого океана показывает: 1 - для ОВД характерно проявление практически синхронного толеитового, известково-щелочного и ультраосновного вулканизма кампан-маастрихтского - датского возраста; 2 - для КД характерен преимущественно толеитовый вулканизм для эоценового этапа и толеитовый в северных сегментах и известково-щелочной в южном сегменте для позднемелового этапа вулканической активности. Для обеих палеодуг характерна продольная гетерогенность проявления вулканизма, выражающаяся в присутствии вулканидов различных серий, при этом данные по изотопии Sr, Nd, Pb позволяют предполагать, что все изученные породы формировались при плавлении мантийного клина над зоной субдукции без участия корового материала. Исключение составляют щелочные альб-сеноманские базальты п-ова Камчатский Мыс на формиро-

вание которых, возможно, оказало влияние субдукция спредингового хребта Кула-Пацифик и мантийного плюма в области камчатскомысского сегмента [3].

Известково-щелочной тип вулканизма в южной части ОВД и Шипунского сегмента КД, вероятно, является индикатором заложения дуг на коре большей мощности и отражает геодинамическую обстановку в этом регионе в позднемеловое - среднепалеогеновое время. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты N 05-05-64158, 05-08-00017)

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Под ред. Пушаровского Ю.М. М.: Наука. 1993, 273 с.
2. Коваленко Д.В., Колосков В.А., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеогеновых магматических комплексов северной части Камчатки// Геохимия, 2009, № 4, с. 348-377
3. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка)// Доклады Академии наук, 2008, т.418, №2, с.232-236
4. Федорчук А.В. Полигенетические офиолиты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)// Изв.АН СССР. Серия геологическая, 1991, № 2, с.14-28.
5. Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геохимические условия формирования// Геотектоника, 2006, № 4, с. 61-89.
6. Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плагиотолеитовая формация островных дуг. М.:Наука, 1987. 167 с
7. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные о составе и геодинамической природе ультрамафитов массива г. Попутной (Валагинский хребет, Восточная Камчатка) // ДАН РАН 2005, т 402, № 4, с. 507-510.
8. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Коваленко Д.В. Новые данные о составе островодужных вулканитах Восточных хребтов Камчатки// ДАН РАН, 2008, т.418, №3, с. 372-377
9. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н. Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)//Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле, 2008, вып. 12, № 2, с. 42-50.
10. Skolotnev S.G., Kramer W., Tsukanov N.V., Seifert W., Freitag R. & Saveliev D. The heterogeneity of ophiolite association in the Kronotsky paleoarc basement (Eastern Kamchatka) // InterRidge News; 2003, v. 12, №. 1. С. 30-34.

Analysis of the volcanic rocks nature OVD and KD show: 1 - toleitic, calc-alkaline and ultrabasic volcanites are formed synchronously in Campan – Maastrichtian – Danium time in OVD; 2 - Upper Cretaceous (toleitic, hi Al

toleitic and calc-alkaline series) and Eocene (toleitic series) volcanic episodes event are recognized in KD. Both of these paleoarc had longitudinal zoning showed initial heterogeneity of these arcs. Isotopes data give possibility to conclude that all magmatic rocks formed from melting mantle wedge up to subduction zone without assimilation continental material.

Е.А. Чернышева, Г.С. Харин

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: elcher@atlas.baltnet.ru)

Характеристика мелилититов из толщи щелочных вулканитов банки Горриндж (ЮЗ Португалия): континентальный или океанический вулканизм?

E.A.Chernysheva, G.S.Kharin

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Atlantic Branch, Kaliningrad)

Study of melilitites from the series of alkaline volcanic rocks on the Gorringe Bank (SW Portugal): continental or oceanic volcanism?

Подводное поднятие (банка) Горриндж вблизи юго-западного побережья Португалии – довольно известный геологический объект, подробно изученный тектонистами, геофизиками и геологами. Поднятие состоит из двух приподнятых блоков деформированных мантийных пород, перекрытых толщей щелочных вулканитов палеоценового возраста. Предполагается, что фундамент банки сложен породами океанической коры позднеюрского возраста. Однако до сих пор идут дискуссии о положении границы континент-океан у западного побережья Иберии [1], и многие исследователи полагают, что она имеет диффузный характер и однозначные критерии ее положения пока отсутствуют.

Щелочные вулканиты банки Горриндж успешно изучались ранее [2, 3], но появление современных аналитических методов, недоступных ранее, делает актуальным более детальное их исследование. Нами отобраны несколько образцов щелочных лампрофиров из каменного материала, драгированного на банке в 12 рейсе нис «Витязь» и 16 рейсе нис «Академик Мстислав Келдыш», и исследованного В.В. Матвеенковым и А.И. Альмухамедовым [3].

Отобранные образцы представлены галькой (2-5 см) и плохо окатанными валунами (10-20 см), покрытыми биогенным известняком. Породы сильно изменены, трещины и пустоты заполнены карбонатом, в вулканических пузырьках наблюдаются карбонат и цеолиты.

Петрографическое изучение показало, что лавы имеют порфировую структуру и флюидальную, участками миндалекаменную текстуру и содержат многочисленные мелкие ксенолиты различных пород и минералов. Вкрапленники представлены оливином (около 10%), нацело замещенным карбонатом, измененным мелилитом (около 30%) и свежим клинопироксеном (до 50%). Основная масса сложена клинопироксеном с лейстами мелилита, трудно диагностируемым анальцитом или нефелином в интерстициях и обильной тонкой вкрапленностью магнетита. Минеральный состав и структура породы позволяют классифицировать ее как мелилитит.

В вулканической толще банки Горриндж мелилититы выделены впервые. В коллекции Г. Корнена [2], первого исследователя этой толщи, породы этого типа вообще не представлены. Химические характеристики подтверждают принадлежность данных лав к мелилититам как по содержаниям петрогенных элементов (классификационная диаграмма Le Bas, 1989: $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$), так и по особому редкоземельному составу: при довольно высоких содержаниях Sr и Ni они имеют очень высокие концентрации Sr, Ba, Rb, Zr и ряда других несовместимых элементов - Nb, Ta, Th и легких РЗЭ.

Чрезвычайно примечателен состав ксенолитов в мелилититах. Они представлены обломками кристаллов отдельных минералов, а также их агрегатами и обломками узнаваемых интрузивных пород. Наиболее распространены ксенолиты яркозеленого хромдиопсида в виде включений неправильной формы в идиоморфных вкрапленниках авгита. (Подобные авгиты с зеленым ядром отмечались многими исследователями в вулканиках и дайках щелочных комплексов с карбонатитами). Мы полагаем, что эти включения принадлежат пироксену, захваченному их мантийных пород. К числу ксенолитов того же происхождения можно отнести обломки кристаллов ортопироксена (до 3 мм и более) и обломки столь же крупных кристаллов оливина (замещенного карбонатом) – отличающегося по размерам от идиоморфных вкрапленников в мелилитите. Ряд других ксенолитов минералов относятся к числу «родственных», типоморфных минералов пород, обычно ассоциирующихся с мелилититами: таковы апатит, флогопит, крупные зерна магнетита, нефелина, участками замещенного содалитом, кристаллы бурого амфибола. Из обломков пород наиболее примечательны амфиболитизированные пироксениты, мелкозернистые пироксениты с флогопитом и нефелином, сиениты. Следует учесть и данные [2, 3] о наличии в лавах банки Горриндж обломков амфиболовых пироксенитов, мельтейгитов, ийолитов, сиенитов и характерных аксессуарных минералов этих пород – перовскита и сфена. Все это свидетельствует о существовании на некоторой глубине под банкой Горриндж типичного интрузивного массива щелочных пород, обычно ассоциирующихся с карбонатитами на континентальных плитах.

Поля вулкаников и даек щелочных пород серии мелилитит-нефелинит-фонолит, нередко в сопровождении карбонатитов, широко распространены

в континентальных магматических провинциях Европы и Африки. Их формирование связывают с существованием предрифтового режима растяжения и последующего рифтинга в позднеCRETИЧНЫЙ период и вплоть до современного. В центральной Испании имеется множество центров щелочно-ультрасосновного и основного вулканизма с карбонатит-мелилититовыми извержениями этого возраста [4] и более древние интрузивные массивы щелочных пород палеоценового возраста[2].

Район расположения банки Горриндж имеет сложную тектоническую историю, и в период формирования щелочных вулканитов (около 60 млн. лет назад) он являлся частью Северной Африки [5]. Несмотря на то, что начало раскрытия океана вблизи Иберии происходило в период 148-118 млн. лет, скорее всего, поднятие Горриндж располагалось на континентальной окраине близ границы континент-океан и щелочной вулканизм имел континентальные корни. Несомненно его связь с Африканским мантийным плюмом, активность которого прослеживается уже в раннем палеоцене, задолго до рифтинга в Европе.

1. Chazot G., Charpenter S., Kornprobst J., et al. Lithospheric mantle evolution during continental break-up: the West Iberia non-volcanic passive margin // *Journ. Petrol.* 2005. V. 46. N 12. P. 2527-2568.
2. Cornen G. Petrology of the alkaline volcanism of Gorringer Bank (southwest Portugal) // *Marine. Geol.* 1982. V. 47. N 1/2. P. 101-130.
3. Матвеевков В.В., Альмухамедов А.И. Щелочной вулканизм банки Горриндж, Атлантический океан // *Петрология.* 1996. Т. 4. № 1. С. 46-56.
4. Bailey K., Garson M., Kearns S., Velasco A.P. Carbonate volcanism in Calatrava, central Spain: a report on the initial findings // *Mineral. Mag.* 2005. V. 69 (6). P. 907-915.
5. История океана Тетис / Под. ред. Моница А.С., Зоненшайна Л.П. М., АН СССР, ИО АН. 1987, 156 с.

Underwater rise Gorringer Bank near SW Portugal has a basement composed by uplifted and faulted mantle rocks, supposed to be oceanic crust of Late Jurassic age. The basement is overlapped by the series of alkaline volcanics of Paleocene age. For the first time we recognized melilitites among these volcanic rocks, which are well known members of continental alkaline complexes with carbonatites. Many xenoliths found in melilitites belong to the intrusive rocks of carbonatite massif. There is no doubt that alkaline volcanism on the Gorringer Bank was of continental nature.

Е.А. Чернышева, Г.С. Харин

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: elcher@atlas.baltnet.ru)

**Продолжительность вулканической активности
в зоне разломов Чарли-Гиббса (Северная Атлантика)**

E.A. Chernysheva, G.S. Kharin

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Atlantic Branch, Kaliningrad)

**The continuance of volcanic activity in the Charlie-Gibbs
fracture zone (North Atlantic)**

Магматизм в зонах трансформных разломов тесно связан с активностью спредингового океанического хребта, который он пересекает. Вместе с тем, непосредственно в зоне разломов в условиях высокой сейсмической активности и повышенного теплового потока возможно формирование собственных магматических расплавов, отличающихся от толеитовых базальтов срединно-океанического хребта (СОХ). Проявления подобных базальтов отмечено во многих трансформных разломах Атлантики и Тихого океана, но однозначного объяснения этому факту пока нет [1].

Ранее нами было проведено петролого-геохимическое изучение базальтов из разломной зоны Чарли-Гиббса [2]. Выявлены две группы вулканитов: 1) толеитовые базальты, имеющие сходство с базальтами ранней стадии океанического спрединга в Северной Атлантике (плато Воринг, плато Рокколл, восточная окраина Гренландии) и 2) базальты повышенной щелочности с геохимическими характеристиками обогащенных «плюмовых» магм, имеющие сходство с некоторыми базальтами зоны разломов Ян-Майен [3].

В дополнение к этому исследованию было выполнено определение абсолютного возраста образцов, представляющих обе разновидности пород. К-Аг методом в лаборатории ИГЕМ для базальта 1-го типа (обр. 1224-3) определен возраст 36 млн. лет, а для субщелочного базальта 2-го типа (обр. 1330-2) – 3,2 млн. лет. Более древний базальт драгирован во впадине западнее пересечения СОХ и северного крыла разлома, молодой субщелочной – в активной центральной части разлома. Из литературных данных [4] известна датировка 18 млн. лет для базальтов молодого вулкана Минья, расположенного с восточной стороны от рифтовой зоны СОХ, непосредственно у ее пересечения с северным крылом разлома.

Предполагается, что разломная зона Чарли-Гиббса была заложена еще в палеозое, на континентальной плите, но свое главное развитие она получила при раскрытии Северной Атлантики. Одновременно с продвижением на север и многочисленными перескоками океанического хребта менялась и ориентировка трансформного разлома. Стабильное положение установилось с началом формирования хребта Рейкьянес около 52 млн. лет назад. По магнитным аномалиям на восточном фланге разлома возраст блока океаниче-

ской коры, слагающего северное крыло разломной зоны Чарли-Гиббса в его нынешнем положении не превышает 52-47 млн. лет.

Таким образом, с учетом полученных нами датировок, временной диапазон вулканической активности в разломной зоне Чарли-Гиббса составляет от >36 до 3,2 млн. лет; повышенный тепловой поток и тектоническая активность отмечаются здесь и в настоящее время [5].

Сходство составов более древних толеитовых базальтов из разломной зоны с породами начальной стадии океанического спрединга в Северной Атлантике (плато Воринг, с возрастом 46-43 млн. лет и хр. Эгир, около 34 млн. лет, и др.), позволяет предполагать генетическую связь этих образований и близкий состав источника выплавления магм: деплетированный мантийный субстрат с реликтовыми блоками континентальной коры [2].

Появление в разломной зоне Чарли-Гиббса базальтов молодого возраста (3,2 млн. лет), значительно дифференцированных и обогащенных щелочами, титаном и другими несовместимыми редкими элементами, предполагает более глубокий и более обогащенный источник выплавления магм, скорее всего, связанный с мантийным плюмом.

В целом, проявления новейшего вулканизма в период с 10 млн. лет назад до настоящего времени известны по всей Северной Атлантике, а также на островах и подводных горах вдоль атлантического побережья Африки и Южной Америки, в бассейне Средиземного моря и на континентальных плитах Евразии и Африки. Возможно, активизация вулканической деятельности в разломной зоне Чарли-Гиббса была связана с Азорским мантийным плюмом, над которым именно в миоцене образовался архипелаг вулканических островов со щелочным характером магматизма.

Подобная зависимость состава разломных вулканитов от изменения геодинамической обстановки может означать, что зона разломов в значительной мере является лишь проводником для транспортировки магматических расплавов, а не самостоятельным очагом их образования.

1. Langmuir Ch.H., Bender J.F. The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications // *Earth. Planet. Scien. Lett.* 1984. V. 69. P. 107-127.
2. Чернышева Е.А., Харин Г.С. Магматические породы в разломной зоне Чарли-Гиббса, Северная Атлантика // *Петрология.* 2009. Т. 17. № 5. С. 509-520.
3. Чернышева Е.А., Харин Г.С. Щелочной вулканизм в истории формирования Норвежско-Гренландского бассейна // *Петрология.* 2007. Т. 15. № 3. С. 317-323.
4. Hekinian R., Aumento F. Rocks from the Gibbs fracture zone and Minia seamount near 53°N in the Atlantic Ocean // *Marine Geology.* 1973. V. 14. P. 47-72.
5. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во МГУ. 1987. 181 с.

Two groups of basalts in the Charlie-Gibbs fracture zone with the different geochemical features revealed to be different in the age as well. The elder ones (of 36 m. y.) are similar to the basalts of initial stage of oceanic spreading in the North Atlantic (Voring Plateau, extinct Aegir Ridge, and others). The youngest ones (of 3,2 m. y.) are enriched in alkalis, Ti and other incompatible rare elements, and are supposed to be generated under influence of the mantle plume. Probably, it was Asores plume, which was the most active just in Miocene. We can suppose therefore, that the own fracture zone does not play the main role in the generation of melts, but works mainly as a transport channel.

В.Д. Чехович

(Геологический институт РАН, e-mail vadim@ilran.ru)

Палеогеография северо-восточной окраины Азии в конце мела – раннем палеогене

V.D. Chekhovich

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Paleogeography of the North-East Pacific margin of Asia in the Terminal Cretaceous – Early Paleogene

Целью настоящей работы является рассмотрение палеогеографии и геодинамики конца позднего мела и начала палеогена для обширной области перехода континент-океан от западной части современного Берингово-морского шельфа до Западной Камчатки. Этот интервал геологического времени заключен между двумя событиями – ранним (предмаастрихтским) становлением основных покровно-складчатых структур в Корякском нагорье и промежуточной (раннепалеогеновой) перестройкой, связанной с аккрецией Олюторско-Восточно-Камчатской островной дуги. Для северной Корякии и Берингово-морского шельфа упомянутый этап предшествовал началу формирования осадочных бассейнов второй половины палеогена и неогена в пределах современного шельфа и прибрежных районов суши (Хатырский, Наваринский).

В рассматриваемом контексте важной проблемой является определение прежних соотношений в пространстве разновозрастных (от позднего кампана до палеоцена) отложений континентальной окраины (шельфовых, мелководно-морских, паралических и континентальных) и глубоководных флишоидных толщ, формировавшихся вероятно на океанической коре смежного бассейна. Флишоидные глубоководные толщи либо находятся в непосредственных тектонических соотношениях с разновозрастными отложениями континентальной окраины, либо располагаются на небольшом удалении от них, контакты между которыми закрыты молодыми перекрывающими породами.

Нигде не отмечено присутствие фаций, которые могли бы считаться переходными между двумя упомянутыми типами отложений. Более того, тотально для глубоководных терригенных толщ характерен кварц-полевошпатовый состав с незначительной примесью обломков вулканических пород при полном отсутствии тефры [1]. На северо-востоке (укэляятская зона) кампан-маастрихтские и палеоцен-нижнеэоценовые глубоководные флишоидные толщи, образующие непрерывный разрез, по надвигу контактируют с разделенными несогласиями терригенными толщами континентальной окраины верхне-кампанского, маастрихтского и палеоценового возраста (Учичхильский комплекс [2]). Верхнемеловые отложения континентальной окраины формировались в пределах неритовой зоны, а палеоценовые – в перемежающихся литоральной и неритовой обстановках, что определяется по составу фаунистических остатков. Полимиктовый состав песчаников с существенной примесью туфогенного материала, включая пачки преимущественно кислых туфов, внутриформационные и базальные конгломераты, содержащие обильную гальку верхнемеловых вулканических и интрузивных пород, резко отличает эти отложения от «укэляятского флиша». Характерными признаками укэляятского комплекса является кварц-полевошпатовый состав песчаников, которые образуют как флишоидное чередование с алевролитами и аргиллитами, так и формируют мощные (более 100 м) пакеты. Конгломераты содержат гальку только аналогичных песчаников и алевролитов. Глубоководная обстановка формирования флишоидного комплекса доказывается определениями родовых комплексов бентосных фораминифер, характерных для абиссальных областей Тихого океана. Наличие согласных пластов излившихся базальтов типа N-MORB, подчеркивает формирование комплекса на океанической коре раскрывавшегося бассейна. Состав песчаников укэляятского (также как и лесновского) комплекса, ставит под сомнение возможность их формирования за счет мутьевых потоков со склонов континентального шельфа, где формировались толщи ухтолокского комплекса. Однако вынос из каньонов, пересекающих уже сформированные отложения флишоидных комплексов в пределах подножья континентального склона, вполне вероятен.

На западном побережье северной Камчатки (Камчатский перешеек) выходят отложения палеоценовой угленосной чемурнаутской серии, а на склонах Срединного хребта песчаники лесновского флишоидного комплекса. Для отложений чемурнаутской серии характерно частое чередование остатков наземной флоры и морской фауны. По данным литолого-фациального анализа разрезов чемурнаутской серии, содержание обломков кремнистых пород в них нигде не снижается ниже 20% [3]. В палеоценовых песчаниках лесновского комплекса содержание обломков этих самых устойчивых осадочных пород составляет не более 1-4% [4] Это обстоятельство также затрудняет объяснение формирования лесновского комплекса за счет мутьевых потоков с верхних частей континентального склона.

Аналогичным примером является район центральной части западной Камчатки, где на Ухтолокском полуострове выходят палеоценовые наземные вулканы и восточнее - континентальные отложения с туфовыми горизонтами, а западные склоны Срединного хребта сложены глубоководными флишоидными толщами хозгонского комплекса. Крайне континентальные палеоценовые вулканы характеризовались взрывным типом извержений с формированием разнообразных по размерам туфогенных пачек [3], в то время как в песчаниках хозгонского комплекса отсутствуют признаки тефры.[1] Все три приведенных пересечения свидетельствуют о том, что ни один из глубоководных флишоидных комплексов вряд ли являлся продуктом размыва образований, одновременно формировавшихся на континентальной окраине. Возможным источником могли служить обширные площади суши, дренируемые крупными речными системами. В конце позднего мела - начале палеогена такая суша предполагается в области Охотского моря. В пользу того, что важным источником терригенного материала для флишоидных толщ могла быть древняя, хотя и удаленная, Охотская суша, служит высокое (в среднем 25% от числа датированных зерен) содержание докембрийских цирконов (1600-2000 млн. лет, U/Pb SHRIMP), обнаруженное в единичных пробах из палеоценовых песчаников хозгонского и укэлятского флишоидных комплексов [5]. Пример дальнего (более 1500 км) переноса терригенного материала из единого источника демонстрирует классический нумидийский флишевый комплекс Северной Африки, распространенный от Туниса до Марокко [6].

Процессы седиментации и вулканизма на маастрихт-раннепалеогеновой континентальной окраине к северо-востоку от описанного для Западной Камчатки и Камчатского перешейка носят несколько иной характер. В области речных систем Опука, Хатырка и вплоть до залива Каканаут маастрихтские и маастрихт-датские отложения, представляющие неавтохтон Корякского покровно-складчатого сооружения, формировались в неритовых условиях. В составе этих отложений важную роль играют продукты вулканических извержений. Кроме продуктов вулканизма в этой области известен насыщенный пояс малых интрузий палеоцена-нижнего эоцена, шириной порядка 50-70 км, протягивающийся вдоль побережья Алеутской впадины. Малые интрузии сложены гранитами, гранодиорит-порфирами, диоритами, кварцевыми монцонитами. Эти данные свидетельствуют о том, что сформированная к маастрихту окраина этой части Азиатского континента была активной.

Особой областью, как с тектонической, так и с палеогеографической точек зрения, является Наваринский полуостров и прилегающая часть Беринговоморского шельфа, в пределах которых с позднего альба и до конца палеоцена являлись чередовались мелководно-морские и континентальные условия [7]. Суживая рамки до рассматриваемого здесь кампан-палеоценового этапа, имеются достаточные основания, чтобы считать раз-

витие этой области в это время как активной континентальной окраины. Вместе с тем, следует отметить вероятность того, что эта область принадлежала или какой-то части Северо-Американской литосферной плиты, либо одной из малых плит, мозаика которых формировала сложную границу литосферных плит Евразии и Северной Америки в поздне меловое время.

Изложенное позволяет сформулировать некоторые выводы. а) В маастрихте – раннем палеогене на рассматриваемой части Азиатской окраины преобладали условия континентальной и неритовой седиментации при различной роли магматических процессов, что определяло активный ее характер. б) Одновозрастные глубоководные флишоидные толщи, формировались на океанической коре окраинного моря за счет выноса терригенного материала с обширной Охотской суши. в) Геодинамика зоны перехода определялась поглощением океанической коры окраинного бассейна под континентальную окраину.

Работа поддерживалась грантами РФФИ – 08-05-00748, 09-05-00015 и НШ - 651.2008.5.

1. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4 С. 374-389.
2. Чехович В.Д., Паланджян С.А., Сухов А.Н., Егоркин А.В., Беньямовский В.Н.// Геотектоника.2008.№1.С.58-76
3. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) // Труды ГИН РАН. Вып.488. Отв. Ред. Ю.Б. Гладенков. М. ГЕОС . 1997. 367с.
4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. Труды Геологического института. Вып.577. М.Наука. 2008. 318 с.
5. Hourigan J.K., Brandon M.T., Garver J.I., Sopoloviev A.V. // 7th Zonenshain International Conference on Plate Nectonics. М.: Научный мир. 2001. С. 504
6. Dercourt J., Zonenschain L.P., Ricou L.E. et al. // Bull. Soc.geol. France. 1985.Vol 1. # 5. P.637-652
7. Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России)// М.: ГЕОС. 1999. 121 с.

Continental and neritic sedimentation accompanied by volcanism prevailed on the Asian continent in the Maastrichtian-Early Paleogene. Coeval deep-water flyschoid deposits were formed on the oceanic crust of the marginal basin due to material derived from the Okhotsk landmass. Geodynamics of the transitional zone was determined by subduction of the oceanic crust of the marginal basin under the continental margin.

Э.В. Шипилов¹, Ю.В. Карякин²

(¹Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, ship@polarcom.ru, ²Геологический институт РАН, Москва, yukar@ginras.ru)

Юрско-меловой магматизм и инициальный этап раскрытия Арктического океана (по результатам изучения базальтоидов архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген)

Ed.V. Shipilov¹, Yu.V. Kariakin²

(¹Murmansk marine institute KSC RAS, Murmansk, ²Geological institute RAS, Moscow)

Jurassic–Cretaceous magmatism and the initial stage opening of the Arctic Ocean (on results study of igneous complexes of Franz-Joseph Land Islands and Spitsbergen)

В пределах континентальных окраин Арктики известно три обособленных ареала проявления юрско-мелового базальтоидного магматизма [4-6]: Баренцевоморский, Свердрупский (Канадский Арктический архипелаг) и архипелага Де-Лонга (шельф Восточно-Сибирского моря).

Наиболее обширным является Баренцевоморский ареал, получивший распространение в границах одноименной континентальной окраины. Он охватывает архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (где изучался авторами в процессе полевых работ в течение последних несколько лет по Программе Международного Полярного года) и прилегающий к ним шельф. По результатам нашей интерпретации морских геолого-геофизических данных базальтоидные интрузии насыщают разрез терригенных отложений и в плане прослеживаются в виде языка далеко на юг вдоль Восточно-Баренцевской троговой системы. На сейсмических разрезах достаточно отчетливо наблюдается, как с юга на север, полоса интрузивных базальтоидных тел занимает все более высокие стратиграфические и гипсометрические уровни в разрезе осадочного чехла (от пермско-триасового до нижнемелового), вплоть до выхода на экзарационную поверхность дна моря на шельфе архипелага Земля Франца-Иосифа. В пределах самого архипелага наблюдаются хорошо сохранившиеся в рельефе гряды даек (к тому же отчетливо читаемые на космоснимках), а также покровы и потоки, и, кроме того, в многочисленных обнажениях (в том числе и Шпицбергена) – силлы, частые пластовые тела которых вскрыты скважинами, а нередко венчают разрезы и бронируют отложения от размыва. Все это дает основание говорить о том, что наиболее активные центры мантийного диапиризма и связанного с ним магматизма располагались в границах архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего к нему шельфа. Таким образом, всплывающий здесь плюм привел к куполообразному подъему литосферы архипелага и его растрескиванию и поддержанию в приподнятом

состоянии в течение около 100 млн. лет. При этом сформировались две отчетливо проявляющиеся системы разломов – северо-западная и северо-восточная по которым получили развитие дайковые тела базальтоидов. Есть основания считать, что к этим системам нарушений приурочены и вулканические центры различных типов.

Проведенные нами реконструкции [6] показывают, что ареалы базальтоидного магматизма трех указанных выше окраин в юрско-раннемеловое время являлись составными частями единой большой магматической провинции – “LIP”. В каких геодинамических обстановках проявлялись рассматриваемые магматические события приведшие к формированию этих ареалов и в целом провинции магматизма?

Юрско-меловое время определяет формирование наиболее обширного океанического бассейна Арктики – Канадского. Разломная зона, по которой произошел откол композиции блоков Новосибирско-Чукотского и Арктической Аляски от Северной Америки и в дальнейшем трансформированной в осевой спрединговый центр, располагалась субпараллельно условному осевому центру Южно-Аннуйского (или Протоарктического по некоторым авторам) океана. Раскрытие Канадского бассейна носило полициклический характер и сопровождалось широким проявлением ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма на континентальных окраинах. В этой связи в эволюции становления бассейна можно выделить несколько фаз, основываясь на полевых наблюдениях (2006-2008гг) и лабораторных определениях возраста и состава магматических комплексов архипелагов Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), Шпицберген [2, 6] и опубликованных данных по юрско-меловому магматизму Арктики [4, 5].

Первая фаза обусловлена началом действия всплывающего плюма повлекшим первоначальный раскол литосферы, внедрение и излияние первых порций базальтоидного магматизма и процессы континентального рифтинга в Арктике («неудачная» попытка раскрытия Канадского бассейна). По нашим определениям [2, 6] наиболее древняя датировка возраста платобазальтов – $189,1 \pm 11,4$ млн. лет обнаруживается на о-ве Гукера (ЗФИ). Видимо именно это событие было причиной развития линейной зоны Северно-Чукотского бассейна с накоплением юрско-меловых отложений значительной мощности.

Реконструкции показывают, что зона раскола упиралась в Баренцевскую палеоокраину с еще входящими в ее состав блоками будущих хребтов Альфа и Ломоносова [5, 6]. В этой связи следует заметить, что геофизические данные указывают на присутствие магматических тел в хребтах Ломоносова и Альфа.

Вторая фаза (аален-бат-титон) знаменуется последовавшим образованием расширенных полуграбенов и грабенов, субпараллельных первоначальному расколу, формировавшихся на окраинах Восточно-Сибирского и Чукотского морей и арктической окраины Аляски, блоки которых еще на-

ходились в соприкосновении с Северной Америкой. Одновременно закладывалась зона будущей Свердрупско-Новосибирской трансформы. В течение этого отрезка времени образовался наиболее обширный ареал базальтоидного магматизма объединяющий области Свердрупского бассейна (Канадский Арктический архипелаг), о-ва Де-Лонга, архипелаги Шпицберген, ЗФИ и прилегающие к ним районы Баренцевоморской окраины. Одним из центров магматической активности в этом ареале являлся район ЗФИ. Большинство датировок возраста базальтов (силлов и покровов) этой фазы магматизма (включая архипелаги Де-Лонга и Шпицберген, Баренцевскую окраину, Свердрупский бассейн) дают значения около 150 млн лет. На о-ве Земля Александры (ЗФИ) нами зафиксировано значение возраста базальтового покрова $156,5 \pm 7,5$ млн лет [2, 6]. С этими событиями связаны не только проявления базальтоидного магматизма в Баренцевском регионе, но и морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса. Следует подчеркнуть, что по вещественному составу базальты первой и второй фаз достаточно близки между собой и разительно отличаются от базальтов третьей фазы [2, 6].

Третья фаза. В раннемеловую эпоху (около 140 млн. лет) стартует основная фаза раскрытия Канадского бассейна, продолжавшаяся с готерива до альба-сеномана. Рифтинг перерастает в спрединг с аккрецией меловой океанической коры. Сопутствующий базальтоидный магматизм концентрируется на вновь образовавшихся континентальных окраинах окружающего раскрывающийся Канадский бассейн. Новосибирско-Чукотско-Аляскинский блок начал удаляться от Канадского Арктического архипелага, скользя вдоль Свердрупско-Новосибирской трансформы. В пределах Баренцевоморского региона переход к открытию Канадского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев («баженитов») грубозернистыми регрессивными «вельдскими» фациями раннего мела. Формирующийся срединно-океанический спрединговый центр воздействовал на Баренцево-Карскую окраину через отмеченную трансформу, вдоль которой сосредотачиваются проявления базальтоидного магматизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития Канадского океанического бассейна. Радиологические возрасты базальтов для этой фазы развития в пределах окраин Арктики дают значения в интервале 139-123 млн. лет. Наши определения возраста базальтовой дайки на о-ве Хейса (ЗФИ) дали значение $125,2 \pm 5,5$ млн. лет [2,6]. Результаты выполненных нами исследований [2] показали, что генерация первичных расплавов базальтов дайки о-ва Хейса происходила в более глубоких условиях (около 110 км) и при высокой температуре магмогенерации 1600°C , чем первичных расплавов базальтов о-ва Земли Александры (75-100 км, $1450-1550^{\circ}\text{C}$, соответственно). Это свидетельствует о вскрытии, в результате деструкции и растяжения литосферы на данной фазе развития, более глубоких уровней магмогенерации, чем на этапе

первоначального раскола литосферы в преддверии образования Канадского бассейна, что хорошо согласуется с рассматриваемыми геодинамическими реконструкциями. Вместе с тем происходит закрытие Анюй-Ангаючамского океана с образованием Южно-Анюйской офиолитовой сутуры.

В это время на Баренцевской палеоокраине реактивировалась сеть диагональных разломов и нарушений северо-восточного и северо-западного простираний контролирующих, с одной стороны, проявления базальтоидного магматизма, а с другой – ориентировки трендов большинства развивающихся структур региона, которые хорошо просматриваются в рельефе дна моря и аномальном магнитном поле. Созданная, в рассматриваемый промежуток времени, система палеоструктур растяжения на Баренцевской окраине, находящаяся на продолжении спредингового центра Канадского бассейна, во многом напоминает ситуацию с хребтом Гаккеля в области его взаимодействия с рифтовой системой Лаптевоморской окраины.

Активный базальтоидный магматизм, судя по определениям радиологического возраста, продолжался на континентальных окраинах Арктики и в интервале от 110 до 100 млн. лет, после чего спрединговый центр Канадского бассейна теряет способность генерировать океаническую кору и в диапазоне 95-80 млн. лет окончательно прекращает свою деятельность. Заключительные всплески магматической активности этого времени зафиксированы на одном из эскарпов хребта Альфа. Однако не исключено, что этот эпизод магматизма связан с зарождением бассейна Макарова.

Таким образом, рассматриваемый этап и его геодинамические преобразования связываются с всплытием Баренцево-Амеразийского суперплюма, а затем разделением его на ряд функционирующих апофиз. Следствием этого сценария развития является образование обширного ареала юрско-мелового магматизма или «большой магматической провинции».

В заключении отметим, что все этапы геодинамического становления Арктики и ее континентальных окраин в той или иной степени были обусловлены соответствующими разновозрастными плюмовыми событиями. На позднепермско-триасовом этапе это был Сибирский плюм [1, 3], на юрско-меловом – Баренцево-Амеразийский, на кайнозойском – Протоисландский. Описанные выше проявления базальтоидного магматизма на континентальных окраинах можно охарактеризовать как индикационные признаки деструкции, а затем и распада континентальной литосферы вегнеровской Пангеи в Арктике [4,5].

Практическое следствие состоит в том, что в ареале базальтоидного магматизма расположены такие крупные месторождения УВ Восточно-Баренцево-Амеразийского мегабассейна как Штокманское, Ледовое и Лудловское. Это дает основание считать, что преобладающий фазовый состав флюидов указанных месторождений и их громадный по запасам потенциал во многом определялся влиянием процессов плюмового магматизма, в отличие от других нефтьгазоносных структур Баренцево-Амеразийского региона.

Работа подготовлена в рамках выполнения проектов по Программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 14 (по программе Международного полярного года 2007-2008гг.) и Президиума РАН № 16.

1. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 216-219.
2. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213-217.
3. Шипилов Э.В. Пермско-триасовая интерференция тектоно-геодинамических режимов в эволюции арктической периферии Северной Евразии // ДАН, 2003, Т.393, №3.
4. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26-52.
5. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32-54.
6. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г. Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369-372.

The distribution area of the Jurassic–Cretaceous plume-derived basaltoid magmatism in the Barents Sea region and the entire Arctic was first outlined and reconstructed based on geological study of continental margins and interpretation of multidisciplinary marine geological–geophysical data. It was shown that this magmatism occurred during the corresponding tectonomagmatic stage, which was caused by a plume event and led to the opening of the Canadian oceanic basin. This plume (called the Barents–Amerasian) is comparable in size with the Siberian (Triassic) and proto-Iceland (Cenozoic).

**В.А. Ядута,¹ Б.Г. Дверницкий¹, М.А. Спиридонов²,
Д.В. Рябчук²**

(¹Северо-Западное государственное геологическое предприятие «Севзапгеология», szggpr@inbox.ru; ²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Daria_Ryabchuk@vsegei.ru)

Роль новейших тектонических движений в формировании голоценовых береговых террас восточной части Финского залива

**V.A. Yaduta¹, B.G. Dvernitskiy¹, M.A. Spiridonov²,
D.V. Ryabchuk²**

(¹North-West State Geological Enterprise «Sevzapgeologia», ²A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St.Petersburg)

Role of modern tectonic in the eastern Gulf of Finland Holocene coastal terraces formation

Исследования разновозрастных береговых образований Региона Балтийского моря как выше, так и ниже уровня моря имеют долгую историю. Субаквальные террасы достаточно подробно изучены в Западной, Южной и Юго-Восточной Балтике [1, 2]. Детально рассмотрено относительное изменение уровня моря в позднем плейстоцене – раннем голоцене [3, 4].

Современное состояние проблемы для восточной части Финского залива уступает по разработанности западным аналогам. С одной стороны, побережья крайней восточной части Финского залива (особенно Карельский перешеек), являются одним из наиболее хорошо изученных, «хрестоматийных» примеров террасированных равнин, сформированных в ходе развития поздние- и послеледниковых водоемов Северо-Запада России. Здесь находится ряд опорных разрезов (пос. Приветнинское, форт Ино, р. Черная, пос. Лужки, пос. Молодежное и др.). Древнебереговые террасы Балтийского Ледникового озера, Иольдиевого моря, Анцилового озера и Литоринового моря описаны еще в классических трудах С.А. Яковлева (1925), К.К. Маркова (1931), Е. Нурра (1933). Исследования были продолжены в 1950-1960-е гг. [5, 6] и выведены на уровень серьезного научного обобщения в ходе геологической съемки суши м-ба 1:50 000 (Ауслендер и др., 2000), Большой объем данных по четвертичной геологии дна Финского залива был получен при проведении геологической съемки шельфа [7]. Тем не менее, многие вопросы четвертичной геологии Региона остаются не решенными. К их числу относится и такая ключевая палеогеографическая проблема, как положение, количество и возраст голоценовых береговых уровней.

В ходе работ ВСЕГЕИ в исследуемых районах был выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований, позволивший в общих чертах определить геоморфологические параметры и положение подводных террас. В 1981-1992 гг. были изучена терраса, расположенная между мыса-

ми Флотский – и Песчаный, в 2005-2009 гг. в результате комплексных исследований прибрежных мелководий Курортного района, получены детальные представления о строении подводных террас между мысом Лаутаранта и пос.Репино, и в южной береговой зоне залива (в районе пос. Большая Ижора – пос. Лебяжье). В разных литературных источниках приводятся различные предположения о времени образования подводных террас, однако определения абсолютного возраста никогда не проводились.

В 2009 г. во ВСЕГЕИ при участии специалистов ФГУП «Севзапгеология» начат проект «Исследование подводных береговых террас восточной части Финского залива как индикаторов изменения уровня послеледниковых водоемов в позднем плейстоцене – голоцене» (грант РФФИ 09-05-00303-а).

Важным направлением исследований, необходимым для проведения в дальнейшем моделирования геологической среды береговой зоны в голоцене, является анализ неотектонических и современных движений земной коры.

Роль новейшей тектоники как активного геодинамического фактора в развитии геологической среды побережья Финского залива является первостепенной. Новейшая тектоническая структура исследуемого Региона определяется приуроченностью к зоне сочленения Балтийского кристаллического щита и Русской платформы [8]. Определяется четко блоковое строение побережья Финского залива; выделяются межблоковые, наиболее мобильные и раздробленные разрывные зоны; наблюдается различная степень трещиноватости и проницаемости земной коры, обусловленная неравномерностью глубинной дефлюидизации. Нарушенность разломами, активными в настоящее время, и резко дифференцированный характер современных вертикальных движений земной коры прослеживается вдоль северного и южного побережий Финского залива [9].

Побережье Финского залива, как и весь регион, характеризуется повышенной активизацией тектонических движений на протяжении всего неотектонического этапа. Он охватывает очень большой интервал времени – с конца палеогена (олигоцен) до настоящего времени и условно разделяется на три цикла: олигоцен-неогеновый (дочетвертичный), плейстоцен (позднеледниковье) – голоценовый и современный. В олигоцене – начале миоцена преобладает поднятие территории, унаследованное развитие ранее заложившихся структурных форм, интенсивная дифференциация рельефа, запечатлевшаяся в деформациях древних поверхностей выравнивания. В миоцене уменьшается интенсивность движений, происходит тектоническая стабилизация и формирование кор выветривания. В плиоцене – начале плейстоцена вновь активизируются тектонические движения, идет подъем территории. Образуются новые разрывные нарушения, усиливается врез рек, отмечаются максимальные амплитуды движений и дифференциация рельефа, близкая к современной. На протяжении квартала земная кора изученной площади испытывала также ряд сменявших друг друга циклов тектонических движений – погружений (периоды ледниковий) и поднятий (межледниковья). Интенсивная активизация тектонических движений, отразившаяся в региональном подъеме территории, формировании современных рек, от-

мечается в голоцене. В то же время, отмечается меньшая степень дифференциации структурного плана голоцена по отношению к структурному плану деформаций предшествующей части неотектонического этапа.

Весь спектр этих процессов находит отражение в основном компоненте ландшафта – рельефе. Рельеф современной и дочетвертичной поверхностей являлся основным объектом морфоструктурного анализа, который учитывает степень развития рельефообразующих процессов (эрозии, денудации, аккумуляции) с учетом деформаций различных геоморфологических поверхностей. Наиболее заметна связь новейшей тектоники с особенностями речной сети, так как в пределах равнинных территорий с чехлом четвертичных отложений именно она очень чутко реагирует на малейшие изменения наклона местности. Учитывая, что современная речная сеть на изученной территории молодая, заложение и развитие ее происходило в послеледниковье и голоцене, можно предположить, что структурный план, выявленный на основе морфометрических построений, отражает голоценовый этап развития тектонических движений земной коры. При морфоструктурном анализе учитывались данные о деформациях береговых образований морских и озерно-ледниковых бассейнов, древних поверхностей выравнивания, перекосе современных озер, анализировался план прямолинейных форм рельефа и водотоков, интерпретировалась современная динамика ландшафта. При этом главная задача состояла в том, чтобы из суммы признаков выделить именно те, которые отражают проявления наиболее молодых и активных движений земной коры, происходящих в настоящее время особенно в зонах глубинных разломов.

Анализ новейшего структурного плана по комплексу данных и суммарных амплитуд деформаций древних (доплейстоценовых) поверхностей выравнивания за неоген-четвертичное время позволяет выделить области с различной активностью и направленностью движений. На составленной карте-схеме современной тектоники побережий Российской части Финского залива выделяются области умеренных поднятий (амплитуда 50-120 м); относительно стабильные с тенденцией к асимметричному поднятию (амплитуда 0-20 м); блоки дифференцированных движений (0-100 м), различающиеся между собой по интенсивности (интенсивные, умеренные и слабые) и области опусканий (амплитуда 0-50 м). Все представленные на карте структурные формы обновлены или заложены преимущественно в период двух последних (позднеплейстоцен-голоценового и современного) циклов неотектонического этапа развития территории, ряд из них (СВ, СЗ и широтные) активизированы по системам разломов фундамента.

Северное побережье восточной части Финского залива между м. Флотский и м. Песчаный и в пределах Курортного района относится к области интенсивных дифференцированных движений, южной побережье между пос. Лебяжье и Б.Ижора – к области умеренных поднятий.

Область интенсивных дифференцированных движений (амплитуда 0-100 м) характеризуется мозаикой участков повышенного и пониженного фона плотности гидросети, наличием как локальных максимумов, так и миниму-

мов гидросети, а также преимущественно активными движениями с преобладанием поднятий. В границах этой области система разломов СВ направления (60-70°) образует тектонически активный блок, имеющий сложное морфологическое строение. По разломам этой системы фиксируются сдвиговые деформации, иногда сбросо-сдвиговые. Тектонические линеаменты находят отражение в элементах современного рельефа гидросети. Часто разломы, ограничивающие блок, приурочены к границам областей с различной интенсивностью и направленностью новейших движений и выражены как современные блокформирующие разломы. В пределах площади блока наблюдается очень частое и резко дифференцированное изменение мощностей четвертичных отложений. Все это говорит о том, что активный тектонический режим здесь преобладал на протяжении всех циклов неотектонического этапа. Система разломов СВ простирания, являясь сквозной (региональной), вероятно, унаследована от Ладожско-Мезенской зоны палеозойской активизации и находит отражение в строении поверхности фундамента. Скорости современных вертикальных движений земной коры характеризуются дифференцированными значениями: от +0.5 - +2.2 мм/год в северной и западной частях до -0.5 - -8.0 мм/год в южной и юго-восточной частях блока. На последнем участке по системе широтных, северо-восточных и северо-западных зон линеаментов – новейших разломов образуется серия ступенчатых блоков, обращенных к Финскому заливу. По геофизическим данным в рельефе кристаллического фундамента и в разрезе осадочного чехла на данном участке установлены взбросы амплитудой до 40 м. К рассматриваемой области приурочено известное по историческим данным Сестрорецкое землетрясение 1910 г. (материалы сейсмической лаборатории КНЦ РАН), эпицентр которого с магнитудой (M) = 4 – 4.99 (около 5 баллов) расположен в центральной части Котовского плато в узле пересечения зон разломов СВ и широтного направления. Менее интенсивный очаг в 1-2 балла с магнитудой M = 2.2 – 2.99 фиксировался в акватории Финского залива.

Область умеренных поднятий характеризуется высоким фоном и большим количеством локальных максимумов плотности гидросети и преимущественно положительными значениями скоростей современных вертикальных движений земной коры порядка +0.2 - +0.3 мм/год, величина которых увеличивается к западу.

Отличительной чертой новейшего структурного плана изученной территории является резко дифференцированный характер движений и неоднократность тектонических подвижек по циклам, а также преимущественно блоковое строение и широкое развитие дизъюнктивных нарушений разного порядка. Большая часть разломов является долгоживущими или обновленными на неотектоническом этапе, многие из них затронуты современной активизацией. Долгоживущие, а в ряде случаев и молодые зоны разломов фундамента и осадочного чехла, являются региональными.

Из долгоживущих и активных на современном этапе разломов фундамента следует отметить систему разломов северо-западного простирания, отражающую сквозную региональную зону шириной 25-35 км, протягивает-

ся от верховьев р. Мсты через р. Волхов, юго-восточную часть Финского залива до Выборгского залива и далее на территорию Финляндии. Северо-восточное ограничение проходит через С.-Петербург, юго-западное через г. Ломоносов. Разломы этой зоны проявляются на массивах гранитов-рапакиви в виде зон повышенной трещиноватости.

Процессами современной активизации затронуты и зоны разломов широтного направления. Они развиты на южном побережье Финского залива от г. Ломоносова до С.-Петербурга. Аналогичные зоны прослеживаются и в пределах Карельского перешейка на участках: 1) северное побережье Финского залива (пос. Приветнинское) – Кавголовские озера; 2) оз. Нахимовское – оз. Лемболовское – Авлога.

1. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. // Отв. редактор А.А.Гайгалас. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
2. Блажчишин А.И., Болдырев В.Л., Ефимов А.Н., Тимофеев И.А. Древнебереговые уровни и образования в юго-восточной части Балтийского моря // *Baltica*. 1982. V.7. P.57-64.
3. Жиндарев Л.А., Кулаков В.И. Уровненный режим Балтийского моря в голоцене // *Изв.РАН. Сер. Географическая*. 1996. С.55-66.
4. Uscinowicz Sz. Relative sea-level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. *Polish Geological Institute Special Paper*. 2003. V.10. 79 p.
5. Знаменская О.М., Черемисинова Е.А. Развитие бассейнов восточной части Финского залива в позднее- и послеледниковое время // *Baltica*. 1974. V.5. P.95-104.
6. Малаховский Д.Б. Проблемы возраста и генезиса рельефа Северо-запада Русской платформы // *Геоморфология*. 1995. С.44-53.
7. Спиридонов М.А. Ледниковая история Финского залива // *Геология субаквальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива*. Л.: изд-во ВСЕГЕИ, 1989. С.23-32.
8. Ядута В.А., Дверницкий Б.Г. Неотектонические аспекты специализированных инженерно-тектонических и геоэкологических исследований территории Ленинградской области и Санкт-Петербурга // В сб. "Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии (к 100-летию со дня рождения профессора С.С. Шульца)", 1997.
9. Ядута В.А. Новейшая тектоника и надежность геологической среды побережья Финского залива в пределах Ленинградской области // сб. Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, г. Смоленск, 2002.

Neotectonic and modern tectonic movements of the coastal areas around Eastern Gulf of Finland were studied. The scheme of the regional neotectonic zoning was compiled. As a result of morpho-structural analysis the links between tectonics and coastal relief (including terraces of Holocene shorelines) were traced.

ДОПОЛНЕНИЕ

Б.Н. Голубов

(Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, bgolubov@mail.ru)

Соотношение природных и техногенных факторов эволюции подземной связи вод Аральского и Каспийского морей
B.N. Golubov

(Institute of Dynamics of Geospheres, Russian Academy of Science, Moscow)

Natural and man-made factors evolution of underground connections waters of the Aral and Caspian seas

Цель доклада: а) выявить геологические предпосылки и эпизоды подземной гидравлической связи вод Аральского и Каспийского морей в плиоцен-четвертичное время; б) показать, что техногенные нагрузки на недра региона возобновили такую связь, что обусловило нынешнее стремительное обмеление Аральского моря и способствовало аномальному подъему уровня Каспия.

Задачи доклада: а) охарактеризовать особенности геологического развития Арало-Каспийского ареала новейшего прогибания в области внутреннего стока Евразии; б) определить множество форм связи поверхностных и подземных вод в пределах этой морфоструктуры; в) выявить каким образом экспансия нефтегазодобывающей промышленности и подземные ядерные взрывы (ПЯВ) спровоцировали подземную гидравлическую связь Арала и Каспия; г) наметить подходы к повышению надежности гидрологических прогнозов, а также возрождаемых проектов территориального перераспределения водных ресурсов Сибири и Средней Азии.

Состояние проблемы. С 60-х годов минувшего столетия облик обширных пространств Арало-Каспийского региона, приуроченного к области внутреннего стока Средней Азии, стал подвергаться значительным преобразованиям под влиянием двух необычных процессов. Первым из них явилось стремительное обмеление Аральского моря, которое зародилось в 1961-63 гг. и значительно ускорилось с 1975 г. подобно водовороту при срабатывании сливного клапана на дне заполненной водой емкости. К настоящему времени уровень Арала упал почти на 20 м, море распалось на несколько мелких плесов и тысячи квадратных километров его бывшего дна стали ареной интенсивного развития процессов опустынивания. Вслед за обмелением Арала с 1977 г. начался резкий длительный подъем уровня Каспийского моря, темпы которого достигали порой феноменально высоких значений 32 - 40 см/год и несколько снизились лишь в последние годы.

Противофазные всплески поведения Арала и Каспия воспринимались поначалу как заурядные отклонения уровней бессточных водоемов от их средних многолетних значений, равных соответственно +54,0 и - 28,0 м. абс., которые объяснялись природными ритмами климата, а также перехватом речного стока в бассейнах морей на хозяйственные нужды. Но по мере

нарастания амплитуды таких отклонений становилось все более очевидным, что длительность и темпы противофазного поведения уровней Аральского и Каспийского морей не имеют своих аналогов в обозримом прошлом, не укладываются целиком в "прокрустово ложе" климатологических построений и должны расцениваться как аномальные.

Аральский кризис почти безоговорочно принято связывать с непомерным расширением площади орошаемых земель в долинах рек Амударья и Сырдарья. Критический анализ этой точки зрения, с которой изначально не соглашались отдельные исследователи, показал, что, действительно, укоренившееся истолкование последствий техногенного вмешательства в гидросферу региона не безгрешно в методическом отношении по трем основным позициям. Во-первых, настораживает излишнее выпячивание роли климатического фактора в наблюдаемых сдвигах состояния оболочек географической среды региона. Следует признать, что до 60-х годов климатологические прогнозы колебаний уровней Арала и Каспия являлись довольно успешными и отвечали запросам хозяйства региона. Но затем такие прогнозы стали ошибочно занижать ожидаемые темпы усыхания Арала и предсказывать прогрессирующее обмеление, а не подъем уровня Каспия после 1978 г. Одно это позволяло подозревать, что с 1960-70-х годов колебания уровней этих морей стали регулироваться не только климатическим, но и каким-то новым, неучтенным ранее фактором. Поиск необходимых поправок, однако, не был налажен, что укрепило заблуждения в механизмах регулирования уровней этих морей.

Во-вторых, игнорируется многообразие форм связи вод Арала и Каспия с подземной гидросферой. До сих пор эти моря неоправданно рассматриваются как разобщенные бессточные водоемы с практически непроницаемым дном, водный баланс которых определяется лишь соотношением притока поверхностных вод и потерь их на испарение. Подземный сток в моря со стороны суши в таких схемах признается нулевым или пренебрежимо малым и постоянным, а факт внедрения вод Арала и Каспия в дно и берега не учитывается вовсе. В целом признается лишь косвенная взаимосвязь колебаний уровней Арала и Каспия, опосредованная особенностями циркуляции атмосферы. Мысль о возможности непосредственной подземной гидравлической связи этих морей и взаимной обусловленности колебаний их уровней здесь не допускается. Четкое понимание границ "подземных берегов", а также статического объема вод Аральского и Каспийского морей отсутствует и в построениях гидрогеологов, связанных с оценкой подземного стока в эти моря со стороны суши. Такие оценки проводятся, как правило, отдельно для каждого из этих морей, без учета того, что в силу своего гипсометрического положения, а также особенностей геологического строения дна и берегов Арал является потенциальной областью подземной подпитки вод Каспия. Судя по ряду признаков, в недавнем геологическом прошлом, в постплиоценовое время, неоднократно возникала и прерывалась непосред-

ственная подземная связь вод Арала и Каспия. Не мог ли вновь возникший пока загадочный фактор вновь обеспечить срабатывание Аральской "водокачки" и возобновить дренирование её вод в сторону Каспия?

В-третьих, от внимания исследователей ускользает еще одна примечательная особенность резких скачков уровней Арала и Каспия: эти скачки зародились на пике экспансии нефтегазодобывающей промышленности, набиравшей здесь темпы примерно с 1956 г., и совпали с периодом проведения множества промышленных подземных ядерных взрывов (ПЯВ) в окрестности этих морей. Характерно, что практически одновременно с обмелением Арала произошло резкое сокращение на 14% площади бессточного озера Лобнор в Китае, которое соседствует с военным ядерным полигоном.

Случайно ли такое совпадение ПЯВ с необычным поведением уровней этих водоемов и не имеет ли оно причинных корней?

Геологические предпосылки подземной связи вод Арала и Каспия определяются, во-первых, превышением уровня Аральского моря над Каспийским почти на 70 м. Во-вторых, своеобразием водоносного комплекса миоценовых отложений плато Устюрт, сложенных пористыми, кавернозными, закарстованными карбонатными и терригенными породами. Эти отложения подстилаются региональным флюидоупором глин палеогена, поверхность которого залегает в ряде случаев на абсолютных отметках ниже уровня Аральского (+54 м) и Каспийского (-28 м) морей. Поэтому воды этих морей внедрились вглубь суши в пустотное пространство отложений миоцена в виде двух "клиньев" – восточного (приаральского) и западного (прикаспийского), контуры которых в горизонтах миоцена определяются стратоизогипсами +54 м и -28 м соответственно. До 60-х годов эти "клинья" были разобщены естественной перемычкой и восточный "клин" оставался подвешенным по отношению к западному. В геологическом прошлом, судя по уровням морских террас и горизонтальных ходов карстовых полостей Мангышлака и Устюрта, уровень Каспия поднимался, перемычка исчезала и устанавливалась непосредственная подземная гидравлическая связь Арала и Каспия. Поэтому не случайно остатки ископаемой фауны Каспия обнаружены в отдельных слоях плиоцена и плейстоцена, развитых в Приаралье у восточного чинка Устюрта, а обитатели подземных вод обнаружены в Каспийском море у берегов Мангышлака.

Техногенные механизмы подземной связи вод Арала и Каспия. В срабатывании таких механизмов выделяется два этапа. Первый из них подготовительный был связан с бурением густой сети буровых скважин в регионе, которые нарушили целостность флюидоупора глин палеогена и обусловили формирование множества депрессионных воронок в водоносном комплексе миоценовых отложений, что, однако, не сразу сказалось на поведении Арала. До 1961 г. его уровень продолжал находиться на средней абсолютной отметке + 53.06 м. Но в 1961-1969 гг., когда усилилось дренирование вод моря в недра, его уровень стал понижаться со скоростью 27 см/год. С 1969

г. скорость обмеления Арала значительно возросла и к 1975 г. достигла значений 71 см/год. Причиной тому явились ПЯВ, обеспечившие перехват подземного стока двух видов. Во-первых, ПЯВ на плато Устюрт разрушили указанную выше перемычку и обеспечили дренирование приаральского "клина" подземных вод в сторону Каспия. Во-вторых, ПЯВ в долинах рек Амударья и Сырдарья взрыхлили здесь плиоцен-четвертичные и более древние отложения, сформировали тем самым ловушки фильтрационного перехвата стока поверхностных и подземных вод и перекрыли подпитку вод Арала. Спустя три года, уровень Каспийского моря, напротив, стал с 1978 г резко подниматься, что объясняется во многом усилением разгрузки подземных вод в Каспий со стороны Арала. Наряду с этим для Каспия характерны и другие формы связи с подземной гидросферой. Снижение темпов подъема уровня Каспия в последние годы может быть связано с истощением его подземной подпитки с востока, а также с расширением зеркала воды и усилением испарения на мелководных участках Прикаспийской низменности.

Выводы:

- особенности неотектонического развития в плиоцен-четвертичное время структуры слоев водоупорных глин палеогена и нескольких возрастных генераций карста в карбонатных отложениях миоцена Устюрта и Мангышлака создали естественные предпосылки для подземной гидравлической связи вод Арала и Каспия, которая эпизодически возникала в периоды максимальных трансгрессий Каспия и была прервана в конце плейстоцена;

- мощные техногенные возмущения состояния недр и режима подземной гидросферы вновь спровоцировали такую связь и обусловили наблюдаемые ныне противофазные резкие скачки уровней Арала и Каспия, что затушевало действие климатического фактора, как одного из регуляторов водного баланса этих морей;

- укоренившееся представление о непомерном расширении площади орошаемых земель как основной причине Аральской катастрофы не выдерживает критики. Проекты территориального перераспределения стока сибирских рек должны быть подвергнуты ревизии с учетом особенностей техногенной дестабилизации недр.

Many forms of connections of the Aral and Caspian seas with underground hydrosphere are defined. Rapid shallowing of Aral Sea and abnormal uprise of the Caspian Sea level have provoked by the drilling of many oil wells and underground nuclear explosions.

Б.Н. Голубов¹, А.Ю. Иванов²

(¹Институт динамики геосфер РАН, Москва, bgolubov@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, ivanoff@ocean.ru)

Проявления флюидодинамики недр в Каспийском море по данным аэрокосмических наблюдений и геолого-геофизических исследований

B.N. Golubov¹, A.Yu. Ivanov²

(¹Institute of Dynamics of Geospheres, Russian Academy of Science, Moscow; ²Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow)

Display the fluid activity of the Caspian Sea depths according to the aerospace surveys and geological-geophysical researches

Приведены данные аэрокосмических наблюдений (самолетные, космические оптические и радиолокационные) разных лет, а также результаты морских геофизических (электроразведочных, сейсмических) и геохимических исследований, свидетельствующие о разгрузке подземных флюидов под дном Северного, Среднего и Южного Каспия. В тектоническом отношении очаги такой разгрузки приурочены соответственно к области развития соляных куполов Прикаспийской впадины древней Восточно-Европейской платформы, молодым Туранской и Скифской плитам, а также к грифонам, грязевым вулканам и другим подводным каналам новейшей Южно-Каспийской впадины (область альпийской складчатости). Выявлена связь этих очагов с различными типами флюидодинамических систем. Показано, что импульсы наиболее интенсивного выброса пластовых флюидов приурочены к моментам активизации сейсмичности. Охарактеризованы особенности аварийных ситуаций на морских промыслах, приведшие к выбросам нефти, подземных вод и газов на дно и в толщу моря. Для очагов ЮЗ части Каспийского моря приведены количественные оценки объемов выброшенной нефти. Обсуждается своеобразие неуклонно нарастающей активизации процессов наведенной техногенной геодинамической активности недр впадины Каспийского моря, способствующих прорывам пластовых флюидов на его дно и загрязнению морских вод. Определены рекомендации по совершенствованию методики дистанционных наблюдений и намечены пути, снижающие риски опасных флюидодинамических явлений.

Data of aerospace surveys and the results of marine geological and geophysical study unloading underground fluids beneath the North, Middle and Southern Caspian are described. It is shown that pulses most intensive release reservoir fluids with points enhance seismicity. Describes the features of accidents at sea, leading emissions of oils, groundwater and gas at the bottom of the sea and in the water column.

**Ligi M.¹, E. Bonatti^{1,2,3}, G. Bortoluzzi¹, F. Caratori Tontini⁴,
A. Cipriani², M. Cocco⁴, A. Schettino⁵**

(¹ISMAR-CNR, Marine Geology, Via Gobetti 101, 40129 - Bologna (Italy); ²Lamont

Doherty Earth Observatory, Columbia University, Palisades, New York (USA);

³Department of Earth Sciences, University of Rome, P.le Aldo Moro 5, 00128 Rome, Italy;

⁴INGV, Geofisica e Tecnologie Marine, via Pezzino Basso 2, 19020 - Fezzano (SP), Italy;

⁵Department of Earth Sciences, Via Gentile III da Varano, 62032 Camerino, Italy)

Transition from continental rifting to oceanic accretion in the northern Red Sea

A major step in the “Wilson Cycle” is the splitting of a continent and the birth of a new ocean, with the consequent formation of passive plate margins. The transition from a continental to an oceanic rift can be observed today nowhere better than in the Red Sea. The East African-Afar-Gulf of Aden-Red Sea Region contains a network of rifts in different stages of evolution, from fully continental (East African) to fully oceanic (Gulf of Aden) with the Red Sea in an intermediate stage. A nearly continuous axial valley carpeted by basaltic oceanic crust and flanked by up to 5 Ma Vine-Matthews magnetic anomalies, extends for ~200 kilometers in the southern Red Sea. It becomes discontinuous in the central Red Sea, and is absent in the northern Red Sea, although scattered basaltic intrusions have been observed there. This pattern suggests a general south to north progression in the “oceanization” of the Red Sea, with the initial accretion of oceanic crust occurring in discrete axial cells.

We carried out multibeam, magnetic and multichannel seismic reflection surveys as well as bottom rock sampling, focusing on the two northernmost Red Sea axial oceanic segments, i.e., Thetis and Nereus Deep, two rift valleys, separated by a “non-oceanic” inter-through zone. We found that Thetis Deep is actually made by the coalescence of three slightly offset sub-basins that become shallower and narrower from south to north. The Thetis Southern sub-basin is floored by an axial strongly magnetic neovolcanic range and by numerous small central volcanoes seemingly distributed at random. Two negative symmetric magnetic anomalies (Matuyama chron) flank the axial anomaly south of Thetis. They in turn are flanked by positive anomalies, probably the Gauss chron, suggesting an initial emplacement of oceanic crust as early as 3.5 Ma. Moving north within the southern sub-basin the Brunhes axial anomaly is flanked by Matuyama reversals, suggesting a ~2.6 Ma the initial emplacement of oceanic crust. The central sub-basin, in addition to scattered small volcanoes, is also characterized by a strongly magnetic linear neovolcanic zone, flanked only by small, “vanishing” symmetrical Matuyama Chron negative anomalies, suggesting initial emplacement of oceanic crust roughly 1 Ma. The northern sub-basin does not show a clearly defined linear neovolcanic zone although it displays a strong central magnetization, suggesting a recent (< 0.7 Ma) initial emplacement of oceanic crust. Spreading rates

during initial accretion of oceanic crust is significantly higher than subsequent rates.

Magnetics, basalt chemistry and gravity reveal that as soon as the lid of continental lithosphere breaks, a strong initial burst of “active” oceanic crust generation and rapid sea floor spreading consumes excess mantle thermal energy that had accumulated below each cell. The initial burst is followed by steady “passive” accretion of oceanic crust, with slower spreading and along axis propagation.

Алфавитный указатель

Абрамова А.С.	37	Егоров И.В.	105
Азербайев Н.А.	200	Ескин А.Е.	223
Ананьев Р.А.	61, 66	Железнов А.М.	42
Анохин В.М.	4	Жулева Е.В.	46
Бабаянц П.С.	22	Иваненко А.Н.	20, 22, 35, 76
Базылев Б.А.	124	Иванов А.Ю.	307
Баранов А.А.	139	Изосов Л.А.	228
Баранов Б.В.	22	Ильин А.В.	49
Баренбаум А.А.	205	Ипатьева И.С.	251
Баркин Ю.В.	183, 188, 210, 215, 246	Исмагилов Д.Ф.	71
		Йозвяк В.	110
Баткова Л.А.	119	Казакевич Г.И.	54
Бельтенева В.Е.	251	Казьмин В.Г.	233
Беляцкий Б.В.	256	Карякин Ю.В.	291
Блох Ю.И.	8	Катков С.М.	268
Бойко С.М.	159	Каулио В. М.	59
Бондаренко В.И.	8, 13, 17	Ковачев С.А.	61, 66
Братков Ю.Н.	219	Кохан А.В.	37
Брусиловский Ю.В.	20, 22, 35	Красикова Т.А.	71
Буш В.А.	233	Кузин И.П.	66
ван ден Богаард К.	243	Левченко О.В.	54, 76
Варенцов И.М.	105	Леликов Е.П.	81, 85
Вернер Р.	243	Лепехина Е.Н.	251
Вишневская В.С.	274	Лобковский Л.И.	66
Волокитина Л.П.	54	Ломтев В.Л.	235
Гаврилов А.А.	25, 30	Маннанов Р.Т.	262
Газиев А.М.	262	Маринова Ю.Г.	76, 90
Галускина И.О.	268	Марков А.Я.	95
Гапеев А.К.	124	Матвеевков В.В.	54
Гедике К.	171	Мелузов А.А.	61
Гераскин А.И.	105	Мельников М.Е.	134
Глебовский В.Ю.	35	Мерклин Л.Р.	71
Голубов Б.Н.	303, 307	Меркурьев С.А.	220
Городницкий А.М.	35	Митяев М.В.	100
Грохольский А.Л.	37	Можеровский А.В.	161
Гуревич Н.И.	220	Орвику К.К.	129
Дверницкий Б.Г.	296	Пальшин Н.А.	105, 110
Демиденко Н.А.	166	Патрикеев В.Н.	114
Демина И.М.	119	Пейве А.А.	238, 256
Дорохов Д.В.	150	Петрова А.А.	119
Дубинин Е.П.	37	Попов К.В.	124
		Портнягин М.В.	243

Потемкина Т.Г.	159	Харин Г.С.	282, 285
Разницин Ю.Н.	246	Харыбин Е.В.	258
Рашидов В.А.	8, 13	Хауфф Ф.	243
Рябчук Д.В.	129, 296	Хёрнле К.	243
Санина И.А.	175	Хортов А.В.	71
Сборщиков И.М.	76	Цуканов Н.В.	171, 278
Седышева Т.Е.	134	Черных О.А.	175
Сеначин В.Н.	139, 141	Чернышева Е.А.	282, 285
Сергеев А.Ю.	145	Чехович В.Д.	287
Сивков В.В.	150	Чупрынин В.И.	228
Силантьев С.А.	243	Шагин А.А.	59
Сколотнев С.Г.	251, 278	Шипилов Э.В.	291
Смирнов М.Ю.	110	Шипилова Л.М.	166
Соколов С.Ю.	153	Шишкина Н.А.	35
Спирidonов М.А.	129, 296	Щербаков В.П.	124
Суетнова Е.И.	156	Ягодзински Дж.	243
Сутурин А.Н.	159	Ядута В.А.	296
Сухачева Л.Л.	129	Яковлев А.Г.	105
Сущевская Н.М.	256	Яковлев Д.В.	105
Съедин В.Т.	85	Ямпольский К.П.	179
Терехов Е.П.	161	Bonatti E.	308
Тетерин Д.Е.	164	Bortoluzzi G.	308
Тимошкин О.А.	159	Caratori Tontini F.	308
Тихонова Н.Ф.	233	Cipriani A.	308
Толе Х.	171	Cocco M.	308
Трубицын В.П.	258	Cormier M.H.	196
Трубкин И.П.	166	Goldman M.	193
Трусов А.А.	13	Kurt H.	196
Туманов В.Р.	262	Levi E.	193
Туманова Т.Р.	262	Ligi M.	308
Тучкова М.И.	268	Schettino A.	308
Филатова Н.И.	269, 274	Seeber L.	196
Филин А.М.	20, 35	Tezkan B.	193
Ханаев И.В.	159	Yogeshwar P. A	193

ОГЛАВЛЕНИЕ

Геофизика и геоморфология дна морей и океанов

<i>Анохин В.М.</i> О закономерностях ориентации линейных структур дна океанов	4
<i>Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.</i> Геофизические исследования подводного вулкана Берга (Курильская островная дуга)	8
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> Подводный хребет Шокальского (Южные Курилы)	13
<i>Бондаренко В.И.</i> Вихревые структуры южной части Курильской островной дуги	17
<i>Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Филин А.М.</i> Высокоточная дифференциальная геомагнитная съемка в районах, перспективных на залежи углеводородов (Северный Каспий)	20
<i>Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Баранов Б.В., Бабаянц П.С.</i> Магнитное поле и генезис хребта сакура (Курильская котловина)	22
<i>Гаврилов А.А.</i> О возможности существования реликтовых структурных элементов мел-палеогенового свода в северной части Филиппинского моря	25
<i>Гаврилов А.А.</i> Феномен аномальной устойчивости к процессам деструкции и базификации гранитоидных куполов и поднятий на дне Японского и Охотского морей	30
<i>Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Глебовский В.Ю., Иваненко А.Н., Филин А.М., Шишкина Н.А.</i> Глубинное геологическое строение Баренцевоморского региона в свете геомагнитного изучения	35
<i>Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Абрамова А.С.</i> Геодинамический анализ рельефа и морфоструктурной сегментации спрединговых хребтов Арктического региона с ультрамедленными скоростями на основе физического моделирования	37
<i>Железнов А.М.</i> Рельефообразование и современное осадконакопление в северной части Баффина залива и в прилегающих акваториях	42
<i>Жулева Е.В.</i> Геоморфологический подход к решению проблемы геохимических особенностей океанского магматизма	46
<i>Ильин А.В.</i> Структурно-геоморфологическое районирование рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта	49
<i>Казакевич Г.И., Волокитина Л.П., Левченко О.В., Матвеевков В.В.</i> Некоторые тектонические особенности формирования скоплений углеводородов в Индийском океане	54
<i>Каулио В. М., Шагин А.А.</i> Эффективность метода естественного электрического поля при поисках рудопроявлений глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС)	59

<i>Ковачев С.А., Ананьев Р.А., Мелузов А.А.</i> Сейсмологический мониторинг Кравцовского нефтегазового месторождения в Балтийском море	61
<i>Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И., Ананьев Р.А.</i> Структура зоны Бенъофа по данным сейсмологических наблюдений, проводившимися в районе Центральных Курил перед катастрофическими землетрясениями в ноябре 2006 г. (M=8.3) и январе 2007 г. (M=8.1)	66
<i>Красикова Т.А., Мерклин Л.Р., Хортов А.В., Исмаилов Д.Ф.</i> Оценка факторов риска по данным ВРС при нефтегазопроисковом бурении на акватории Северного Каспия (на примере поднятий Ялама-Самур и Центральное)	71
<i>Левченко О.В., Сборщиков И.М., Иваненко А.Н., Маринова Ю.Г.</i> Строение Восточно-Индийского хребта по новым данным	76
<i>Леликов Е.П.</i> Проблемы геологии дна Охотского моря	81
<i>Леликов Е.П., Съедин В.Т.</i> Геология и геохимия магматических пород хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море)	85
<i>Маринова Ю.Г.</i> Сейсмостратиграфия осадочного чехла северной части Восточно-Индийского хребта	90
<i>Марков А.Я.</i> Геоморфологическое строение и геодинамика Южно-Курильской островной дуги и прогноз нефтегазоносности	95
<i>Митяев М.В.</i> Геоморфологическое и неотектоническое строение губы Чупа и Медвежья, Карельского побережья Белого моря	100
<i>Пальшин Н.А., Яковлев Д.В., Яковлев А.Г., Егоров И.В., Гераскин А.И.</i> Природа низкочастотного электрического поля в транзитной зоне	105
<i>Пальшин Н.А., Смирнов М.Ю., Йозвяк В., Варенцов И.М.</i> Латеральные неоднородности верхней мантии кратонов по данным ЭМ исследований	110
<i>Патрикеев В.Н.</i> Строение, состав и особенности формирования кайнозойского чехла Северо-Западной котловины Тихого океана	114
<i>Петрова А.А., Демина И.М., Баткова Л.А.</i> Неоднородности строения земной коры Средиземноморья по результатам анализа измерений геомагнитного поля	119
<i>Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П., Гапеев А.К.</i> Генезис ферромагнитных минералов в мантийных перидотитах хребта Горриндж (Северная Атлантика) и природа источников магнитных аномалий	124
<i>Рябчук Д.В., Орвику К.К., Сухачева Л.Л., Спиридонов М.А.</i> Береговая зона восточной части Финского залива: ретроспективный анализ состояния и механизмы развития	129
<i>Седышева Т.Е., Мельников М.Е.</i> Особенности геоморфологического строения гайотов Магеллановых гор Тихого океана	134
<i>Сеначин В.Н., Баранов А.А.</i> Основные закономерности распределения плотности в подкоровой океанической и континентальной литосфере по расчетам глубины свободной поверхности мантии	139

<i>Сеначин В.Н.</i> Изостазия, мощность коры и происхождение глубоководных впадин Охотского моря	141
<i>Сергеев А.Ю.</i> Особенности направления транспортировки песчаного материала в береговой зоне Самбийского п-ова Калининградской области	145
<i>Сивков В.В., Дорохов Д.В.</i> Подводные береговые линии в юго-восточной части Балтийского моря: картирование и переинтерпретация	150
<i>Соколов С.Ю.</i> Аномальные механизмы очагов землетрясений Атлантики и их геодинамическая интерпретация	153
<i>Суетнова Е.И.</i> Скорость осадконакопления и динамика уплотнения и течения насыщающих флюидов в процессе аккумуляции слоев осадков вязко-упругой реологии в субаквальных условиях	156
<i>Сутурин А.Н., Тимошкин О.А., Ханаев И.В., Потемкина Т.Г., Бойко С.М.</i> Формирование подводных ландшафтов в батии оз. Байкал	159
<i>Терехов Е.П., Можеровский А.В.</i> Граница между Амурской и Охотоморской плитами (с геологической точки зрения)	161
<i>Тетерин Д.Е.</i> Геодинамическая эволюция переходной зоны моря Амундсена, Западная Антарктика, Южный океан	164
<i>Трубкин И.П., Шитилова Л.М., Демиденко Н.А.</i> Транспорт наносов в районе проектного створа Северной приливной электростанции (до и после строительства)	166
<i>Цуканов Н.В., Гедике К., Толе Х.</i> Процессы осадконакопления и структура верхней части осадочного чехла северного отрезка Императорских подводных гор и Императорского трога по данным парасаунда (рейс «Зоне» SO-201 1а по проекту КАЛЬМАР)	171
<i>Черных О.А., Санина И.А.</i> Возможности малоапертурной группы по мониторингу региональной сейсмичности	175
<i>Ямпольский К.П.</i> Геологическое строение осадочного чехла акватории архипелага Шпицберген по сейсмическим данным полученным в рейсах НИС «Академик Страхов»	179
<i>Barkin Yu.V.</i> Prediction of erroneous altimetry velocities and an explanation of observably coastal velocities of increase of a global mean sea level and mean sea levels in northern and southern hemispheres	183
<i>Barkin Yu.V.</i> Crisis in geosciences in epoch of altimetry measurements and ways of its overcoming	188
<i>Goldman M., Levi E., Tezkan B. and Yogeshwar P.</i> Application of geoelectromagnetic methods for delineating sub-marine high resistivity targets close to the seashore	193
<i>Kurt H., Cormier M.H., Seeber L.</i> A Young Origin for the Gulf of İzmit, Eastern Marmara Sea, Turkey	196

**Симпозиум им. Л.П. Зоненшайна
«Тектоника литосферных плит»**

<i>Азербайев Н.А.</i> Зональность, этапность и стадийность развития Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги в кембрии (Казахстан)	200
<i>Баренбаум А.А.</i> Тектономагматические процессы в океанах и на континентах как следствия падений галактических комет	205
<i>Баркин Ю.В.</i> Вынужденные колебания системы ядро-мантия Земли и их отражение в геологических, геодинамических и геофизических процессах	210
<i>Баркин Ю.В.</i> Объяснение некоторых планетарных природных явлений	215
<i>Братков Ю.Н.</i> Антисимметричность динамических моделей океанов и континентов: классификационный подход	219
<i>Гуревич Н.И., Меркурьев С.А.</i> Эволюция южной части Американо-Евразийского бассейна, СЛО, по данным геоисторического анализа магнитных аномалий	220
<i>Ескин А.Е.</i> Метаморфические парагенезисы габброидов океанической коры (Срединно-Атлантический хребет, 5-7° с.ш.)	223
<i>Изосов Л.А., Чупрынин В.И.</i> Фундаментальная проблема геотектоники: соотношения вертикальных и горизонтальных движений	228
<i>Казьмин В.Г., Буш В.А., Тихонова Н.Ф.</i> Пассивная окраина рифейского океана на юго-востоке Восточно-Европейской плиты: варианты реконструкций	233
<i>Ломтев В.Л.</i> К строению и истории Курильской дуги	235
<i>Пейве А.А.</i> Связь тектоно-магматических процессов восточной части Южной Америки и Западной Атлантики	238
<i>Портнягин М.В., Вернер Р., Хёрнле К., Хауфф Ф., Ягодзински Дж., Силантьев С.А., ван ден Богаард К.</i> Первые результаты морских петрологических исследований в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР, полученные в ходе рейса нис «ЗОННЕ» SO201-1b	243
<i>Разницын Ю.Н., Баркин Ю.В.</i> Субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики и северный дрейф ядра Земли	246
<i>Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С.</i> Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике, геотектонические следствия	251
<i>Суцеская Н.М., Пейве А.А., Беляцкий Б.В.</i> Геохимическая гетерогенность толеитового магматизма Полярной Атлантики	256
<i>Трубицын В.П., Харыбин Е.В.</i> Самосогласованные динамические модели тектоники литосферных плит	258
<i>Туманов В.Р., Туманова Т.Р., Газиев А.М., Маннанов Р.Т.</i> Структура и нефте-газоносность северо-востока Аравийской плиты по видеотепловизионным разрезам	262

<i>Тучкова М.И., Катков С.М., Галускина И.О.</i> Преобразования триасовых терригенных пород Западной Чукотки как показатель условий складчатости	268
<i>Филатова Н.И.</i> Мезозойский Арктический плюм и его геодинамические следствия	269
<i>Филатова Н.И., Вишневецкая В.С.</i> Тектоностратиграфические разрезы Анадырско-Корякского региона как индикаторы средне меловой аккреции океанических и островодужных комплексов на северо-западном обрамлении Пацифика	274
<i>Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г.</i> Особенности строения и состава вулканических комплексов палеодуг Восточной Камчатки	278
<i>Чернышева Е.А., Харин Г.С.</i> Характеристика мелилититов из толщи щелочных вулканитов банки Горриндж (ЮЗ Португалия): континентальный или океанический вулканизм?	282
<i>Чернышева Е.А., Харин Г.С.</i> Продолжительность вулканической активности в зоне разломов Чарли-Гиббса (Северная Атлантика)	285
<i>Чехович В.Д.</i> Палеогеография северо-восточной окраины Азии в конце мела – раннем палеогене	287
<i>Штилов Э.В., Карякин Ю.В.</i> Юрско-меловой магматизм и инициальный этап раскрытия Арктического океана (по результатам изучения базальтоидов архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген)	291
<i>Ядута В.А., Дверницкий Б.Г., Спиридонов М.А., Рябчук Д.В.</i> Роль новейших тектонических движений в формировании голоценовых береговых террас восточной части Финского залива	296
Дополнения	
<i>Голубов Б.Н.</i> Соотношение природных и техногенных факторов эволюции подземной связи вод Аральского и Каспийского морей	302
<i>Голубов Б.Н., Иванов А.Ю.</i> Проявления флюидодинамики недр в Каспийском море по данным аэрокосмических наблюдений и геолого-геофизических исследований	306
<i>Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Caratori Tontini F., Cipriani A., Cocco M., Schettino A.</i> Transition from continental rifting to oceanic accretion in the northern Red Sea	308
Алфавитный указатель	309

CONTENTS

Sea floor geophysics and geomorphology

<i>Anokhin V.M.</i> Orientation Regularities of Lines Structures of Oceanic Bottom	4
<i>Blokh Yu.I., Bondarenko V.I., Rashidov V.A., Trusov A.A.</i> Geophysical survey of the Berg submarine volcano: the Kuril island arc	8
<i>Bondarenko V.I., Rashidov V.A.</i> Submarine Schokalsky ridge (Southern Kuriles)	13
<i>Bondarenko V.I.</i> Vortical structures of the southern part of the Kuril island arch	17
<i>Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N., Filin A.M.</i> High-precision differential geomagnetic survey in regions, perspective on deposits of hydrocarbons (North Caspian)	20
<i>Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N., Baranov B.V., Babajnc P.S.</i> Magnetic field and genesis of Sakura uplift (Kurils depression)	22
<i>Gavrilov A.A.</i> On the possibility of existence of the Cretaceous - Paleogene arch relic structural elements within the northern part of the Philippine Sea	25
<i>Gavrilov A.A.</i> The phenomenon of granitoid domes and rises being anomalously stable to the destruction and basification processes within the Japan and Okhotsk Seas bottom	30
<i>Gorodnitsky A.M., Brusilovsky Yu.V., Glebovsky V.Yu., Ivanenko A.N., Filin A.M., Shishkina N.A.</i> Deep geological structure of the Barents region in light of the geomagnetic investigation	35
<i>Dubinin E.P., Grokholsky A.L., Kokhan A.V., Abramova A.S.</i> Geodynamic analysis of relief and segmentation of the ultra-slow spreading ridges of the Arctic region on the basis of the physical modeling	37
<i>Zheleznov A.M.</i> Modern evolution of seabed conditions of Northern Baffin Bay and adjacent areas	42
<i>Zhuleva E.V.</i> Geomorphologic approach to the solution of the ocean's magmatism geochemical peculiarities problem	46
<i>Ilyin A.V.</i> Structurally-geomorphological zoning of the rift zone of MAR	49
<i>Kazakevich G.I., Volokitina L.P., Levchenko O.V., Matveenkov V.V.</i> Some Tectonic Properties of the Hydrocarbon Accumulations Formation in the Indian Ocean	54
<i>Kaulio V.M., Shagin A.A.</i> Efficiency of a method of natural electric field by searches ore deposit deep-water polymetallic sulphides (DPS)	59
<i>Kovachev S.A., Anan'ev R.A., Meluzov A.A.</i> The seismological monitoring of the Kravtsov oil and gas deposit in the Baltic Sea	61
<i>Kovachev S.A., Kuzin I.P., Lobkovsky L.I., Anan'ev R.A.</i> The structure of Beniof zone according seismological observations in the Central Kuril region before catastrophic earthquakes in November 2006 and January 2007	66
<i>Krasikova T.A., Merklin L.R., Hortov A.V., Ismagilov D.F.</i> Risk estimation on HRS data of oil and gas exploration drilling at North part of Caspian Sea (by example of Yalama-Samur and Centralnoe rising)	71

<i>Levchenko O.V., Sborshchikov I.M., Ivanenko A.I., Marinova J.G.</i> Structure of Ninetyeast Ridge according to new data	76
<i>Lelikov E.P.</i> Geology problems of the Okhotsk Sea bottom	81
<i>Lelikov E.P., S'edin V.T.</i> Geology and geochemistry of the magmatic rocks of the Kuyshu-Palau Ridge (Philippine Sea)	85
<i>Marinova Ju.G.</i> Seismic stratigraphy of the sedimentary cover in the Northern Ninetyeast Ridge	90
<i>Markov A.Ja.</i> Geomorphological structure and geodynamics of the South Kurile island arc and forecast oil and gas deposits	95
<i>Mityaev M.V.</i> Geomorphological and neotectonic structure of inlets Chypa and Bear, Karelian coast the White Sea	100
<i>Palshin N.A., Yakovlev D.V., Yakovlev A.G., Yegorov I.V., Geraskin A.I.</i> Nature of low-frequency electric field in the transition zone	105
<i>Palshin N.A., Smirnov M.Yu., Jozwiak W., Varentsov Iv.M.</i> Lateral heterogeneities of the upper mantle: implications from EM studies	110
<i>Patrikeyev V.N.</i> Structure, composition and peculiarities of Cenozoic cover formation of the North-Western basin of the Pacific Ocean	114
<i>Petrova A.A., Demina I.M., Batkova L.A.</i> Inhomogeneities of the Earth's crust structure of the Mediterranean on the base of results of the geomagnetic field measurement analyze	119
<i>Popov K.V., Bazylev B.A., Shcherbakov V.P., Gapeev A.C.</i> The genesis of ferrimagnetic minerals in mantle peridotites of the Gorrindge Ridge and the nature of magnetic anomalies sources	124
<i>Ryabchuk D.V., Orviku K., Sukhacheva L.L., Spiridonov M.A.</i> Coastal zone of the Eastern Gulf of Finland: retrospective analysis of geological environment, tendencies of development and driving forces	129
<i>Sedyshcheva T.E., Melnikov M.E.</i> Peculiarities of geomorphological structure the Magellan Mountains guyots of the Pacific Ocean	134
<i>Senachin V.N., Baranov A.A.</i> Density distribution in oceanic and continental lithosphere by calculations of a free mantle surface depth	139
<i>Senachin V.N.</i> Isostasy, crust thickness and the origin of the deep water basins of the Ohotsk Sea	141
<i>Sergeev A.</i> Features of sand drift direction in a coastal zone of Sambian peninsula of the Kaliningrad region	145
<i>Sivkov V.V., Dorokhov D.V.</i> Submerged coastlines in the south-eastern part of the Baltic Sea: mapping and reinterpretation	150
<i>Sokolov S.Y.</i> Anomalous kinematic types of the earthquakes at Atlantic Ocean and their geodynamic interpretation	153
<i>Suetnova E.I.</i> Sedimentation rate and dynamic of compaction and fluid flow during accumulation of layering visco-elastic sediments in marine environment	156
<i>Suturin A.N., Timoshkin O.A., Khanaev E., Potemkina T.G., Boiko S.M.</i> Formation of underwater landscapes in bathyal of Lake Baikal	159
<i>Terekhov E.P., Mozherovsky A.V.</i> Boundary between Amurskaya and Okhotskaya plates (geological point of view)	161
<i>Teterin D.E.</i> Geodynamic evolution of the continental margin of the Amundsen sea, the Western Antarctic, the Southern ocean	164

<i>Trubkin I.P., Shipilova L.M., Demidenko N.A.</i> Transport of deposits in area design Northern tidal power station (before and after Construction)	166
<i>Tsukanov N.V., Gaedike Ch., Thole H.</i> Deposition processes and structure of the uppermost sedimentary layers of the northern Emperor Seamounts and Emperor Trough - new insights from high resolution echosound data (SO-201 Leg 1a KALMAR)	171
<i>Chernykh O.A., Sanina I.A.</i> Regional seismicity monitoring capabilities of a small aperture array	175
<i>Yampolskiy K.P.</i> Geological structure of the marine sedimentary layer near Spitsbergen by seismic data, collected by R/V "Academic Strakhov"	179
<i>Barkin Yu.V.</i> Prediction of erroneous altimetry velocities and an explanation of observably coastal velocities of increase of a global mean sea level and mean sea levels in northern and southern hemispheres	183
<i>Barkin Yu.V.</i> Crisis in geosciences in epoch of altimetry measurements and ways of its overcoming	188
<i>Goldman M., Levi E., Tezkan B., Yogeshwar P.</i> Application of geoelectromagnetic methods for delineating sub-marine high resistivity targets close to the seashore	193
<i>Kurt H., Cormier M.H., Seeber L.</i> A Young Origin for the Gulf of İzmit, Eastern Marmara Sea, Turkey	196
 L.P. Zonenshain Memorial Symposium "Lithosphere plate tectonics"	
<i>N.A. Azerbayev</i> Zonality and Stages of Development of the Shyngys-Tarbagatai island Arc in Cambrian (Kazakhstan)	200
<i>A.A. Barenbaum</i> Tectonomagmatic processes in oceans and continents owing to galaxy comets falls	205
<i>Yu.V. Barkin</i> Forced oscillations of the core-mantle system of the Earth and their indications in geological, geodynamical and geophysical processes.	210
<i>Yu.V. Barkin</i> Explanation of some planetary phenomena.	215
<i>Yu.N. Bratkov</i> Antisymmetry of dynamic models of oceans and continents: classificatory approach	219
<i>N.I. Gurevich, S.A. Merkuriev</i> Evolution of the Amerasia Basin' southern part, the Arctic Ocean, on the basis of Geohistorical analysis of magnetic anomalies	220
<i>A.Ye. Eskin</i> Metamorphic paragenesis of gabbros from ocean crust (Mid-Atlantic ridge, 5-7° N)	223
<i>L.A. Izosov, V.I. Chuprynin</i> Fundamental problem of Geotectonics: correlation of Vertical and Horizontal Movements	228
<i>V.G. Kazmin, W.A. Bush, N.F. Tikhonova</i> Passive margin of the Rhiphaean Ocean in the SE of the East-European plate: variants of reconstruction	233
<i>V.L. Lomtev</i> To a structure and history of the Kuril arc	235
<i>A.A. Peyve</i> Tectonic-magmatic activity correlation of the East part of South America and West Atlantic	238
<i>M.V. Portnyagin, R. Werner, K. Hoernle, F. Hauff, G. Yogodzinski, S.A. Silantiev, C. van den Bogaard</i> First results of marine petrological studies within the Russian-German project KALMAR obtained during R/V SONNE cruise SO201 Leg 1b	243

<i>Yu.N. Raznitsin, Yu.V. Barkin</i> Submeridional compression of Atlantic ocean lithosphere and Earth's core north drift	246
<i>S.G. Skolotnev, V.E. Beltenev, E.N. Lepekhina, I.S. Ipatyeva</i> Young and ancient zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the Central Atlantic, geotectonic consequences	251
<i>N.M. Sushchevskaya, A.A. Peyve, B.V. Belyatsky</i> Geochemical heterogeneity of tholeiitic magmatism within the Polar Atlantic	256
<i>V.P. Trubitsyn, E.V. Kharybin</i> Selfconsistent dynamic models of plate tectonics	258
<i>V.R. Tumanov, T.R. Tumanova, A.M. Gaziev, R.T. Mannanov</i> Structure and oil&gas productivity of Arabian plate northeast on video thermal imaging sections	262
<i>M.I. Tuchkova, S.M. Katkov, I.O. Galuskina</i> Post-sedimentation transformation of Triassic terrigenous formation as the indication of conditions of folding (Western Chukotka)	268
<i>N.I. Filatova</i> The Mesozoic Arctic plume and his geodynamic consequences	269
<i>N.I. Filatova, V.S. Vishnevskaya</i> Tectonostratigraphic units into Anadyr-Koryak region as indicators of the Middle Cretaceous accretion of the Mesozoic oceanic and island arc sequences on the northwestern Pacific framing	274
<i>N.V. Tsukanov, S.G. Skolotnev</i> Structure and composition of the Eastern Kamchatka paleoarc's complexes	278
<i>E.A. Chernysheva, G.S. Kharin</i> Study of melilitites from the series of alkaline volcanic rocks on the Gorringer Bank (SW Portugal): continental or oceanic volcanism?	282
<i>E.A. Chernysheva, G.S. Kharin</i> The continuance of volcanic activity in the Charlie-Gibbs fracture zone (North Atlantic)	285
<i>V.D. Chekhovich</i> Paleogeography of the North-East Pacific margin of Asia in the Terminal Cretaceous – Early Paleogene	287
<i>Ed.V. Shipilov, Yu.V. Kariakin</i> Jurassic–Cretaceous magmatism and the initial stage opening of the Arctic Ocean (on results study of igneous complexes of Franz-Joseph Land Islands and Spitsbergen)	291
<i>V.A. Yaduta, B.G. Dvermitskiy, M.A. Spiridonov, D.V. Ryabchuk</i> Role of modern tectonic in the eastern Gulf of Finland Holocene coastal terraces formation	296
ADDITION	
<i>Golubov B.N.</i> Natural and man-made factors evolution of underground connections waters of the Aral and Caspian seas	302
<i>Golubov B.N., Ivanov A.Yu.</i> Display the fluid activity of the Caspian Sea depths according to the aerospace surveys and geological-geophysical researches	306
<i>Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Caratori Tontini F., Cipriani A., Cocco M., Schettino A.</i> Transition from continental rifting to oceanic accretion in the northern Red Sea	308

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Материалы XVIII Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии

Москва, 16–20 ноября 2009 г.

Том V

Ответственный редактор
академик *А.П. Лисицын*

Налоговая льгота – общероссийский классификатор
продукции ОК-005-93, том 3; 95 300 – книги, брошюры

Подписано к печати 18.10.2009
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 20,0. Тираж 400 экз.

Издательство ГЕОС:
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14; 8-926-222-30-91.
E-mail: geos@ginras.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ОАО «ВТИИ», г.Москва