



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
РОССИЙСКИЙ ФОНД  
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ  
ИМ. П.П.ШИРШОВА РАН



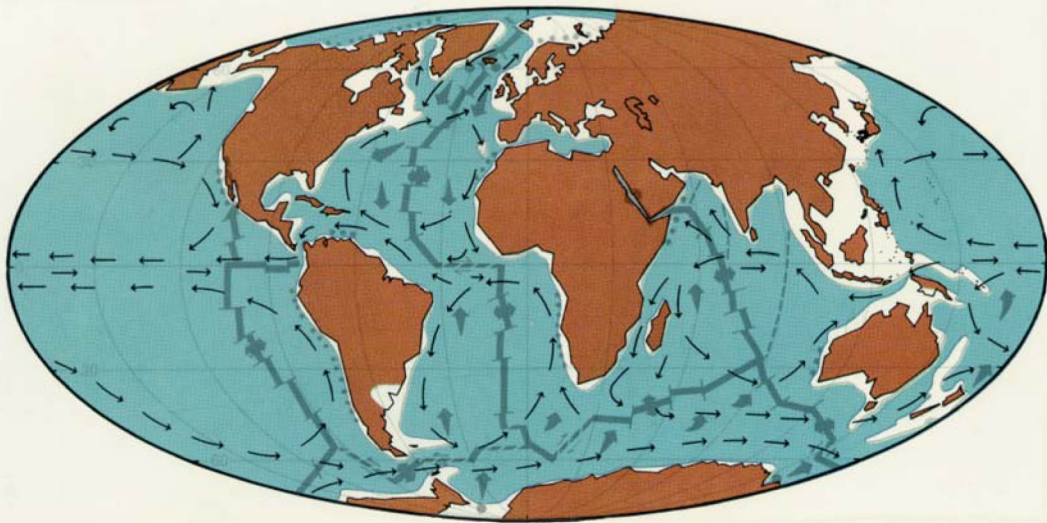
Материалы  
XX  
Международной  
научной  
конференции  
(Школы)  
по морской  
геологии

Москва

2013

# ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

## Том V



*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*  
*РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ*  
*ИССЛЕДОВАНИЙ*  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН

**ГЕОЛОГИЯ  
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

**Москва, 18–22 ноября 2013 г.**

**Том V**

**GEOLOGY  
OF SEAS AND OCEANS**

**Proceedings of XX International Conference on Marine  
Geology**

**Moscow, November 18–22, 2013**

**Volume V**

Москва / Moscow  
ГЕОС / GEOS  
2013

**ББК 26.221**

**Г35**

**УДК 551.35**

**Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. – М.: ГЕОС, 2013. – 372 с.  
ISBN 978-5-89118-640-8**

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

В томе V рассмотрены проблемы, связанные с геофизикой и геоморфологией дна морей и океанов, тектоникой литосферных плит.

**Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 13-05-06021), издательства ГЕОС.**

Ответственный редактор

Академик А.П. Лисицын

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

**Geology of seas and oceans: Proceedings of XX International Conference on Marine Geology. Vol. V. – Moscow: GEOS, 2013. – 372 p.**

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

Volume V includes reports devoted to the problems of sea floor geophysics and geomorphology, lithosphere plate tectonics.

Chief Editor

Academician A.P. Lisitzin

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

ISBN 978-5-89118-640-8

ББК 26.221

© ИО РАН 2013

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

***SEA FLOOR GEOPHYSICS AND  
GEOMORPHOLOGY***

**Баранов Б.В., Дозорова К.А., Рукавишникова Д.Д.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:  
[bbaranov@ocean.ru](mailto:bbaranov@ocean.ru))

## **Геориски восточного склона острова Сахалин**

**Baranov B.V., Dozorova K.A., Rukavishnikova D.D.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Geologic hazards of the Eastern Sakhalin slope**

Остров Сахалин, вместе с прилегающим к нему шельфом, является одним из важнейших нефтегазоносных районов России. Этот район располагается вблизи одной из активных границ плит, которые, как известно, являются генераторами потенциальных геологических опасностей (георисков). В связи с этим изучение георисков сахалинского склона является весьма актуальным, поскольку связано с проблемой снижения возможного ущерба от природных катастроф.

Представленная работа посвящена выявлению и исследованию георисков восточного склона о. Сахалин. В её основу легли данные многочисленных экспедиций, проведенных на восточном склоне о. Сахалин с 1995 по 2013 гг. в рамках трех международных проектов Курило-Охотский морской эксперимент (KOMEX, 1998–2004 гг.), Залежи углеводородных гидратов в Охотском море (CHAOS, 2003–2006 гг.) и Газгидратная система Сахалинского склона (SSGH, 2007–2016 гг.). Обобщение имеющегося материала дало основание выделить на восточном склоне о. Сахалин несколько типов геологических процессов, которые могут иметь потенциальную опасность, а именно: 1. сейсмичность; 2. образование активных разломов; 3. выделение газа из осадочной толщи и 4. обрушение склона и оползневые процессы.

Было установлено, что участки, на которых проявляются те или иные геориски пространственно связаны друг с другом. Так, участки, где были выявлены подводные оползни, соответствуют участкам, где происходит выделение газа, наблюдаются активные разломы и сейсмическая активность, которые служат триггерными механизмами при образовании оползней. В свою очередь подводные оползни способны не только нанести существенный вред коммуникациям, расположенным на дне, но и вызвать локальные цунами. Примером этого является один из оползней, расположенный в центральной части склона и образовавшийся около 300 лет назад. Расчеты показали, что он мог вызвать цунами высотой до 10 м с опасным накатом на участке побережья длиной до первых десятков километров [1]. Данное предположение о возможности формирования локального цунами, которое может разрушить объекты береговой инфраструктуры (в т.ч. нефтедобывающей отрасли) на восточном побережье о. Сахалин является наиболее важным с точки зрения экономики и экологической обстановки.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Куликов Е.А. и др. Оползни на восточном склоне о. Сахалин как источник возможных цунами // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 449. № 3. С. 334–337.

Geologic hazards associated with the Eastern Sakhalin slope area were distinguished and studied on base of geological and geophysical data obtained during marine expeditions in 1995–2013 carried out in frames of three international projects. Among them are: seismicity, active faulting, gas seeping, slope failure and landslides. Casual and spatial links between these phenomena were found. The most dangerous of them are land slides capable to generate 10-meter tsunami waves in close vicinity of petroleum industry objects and thus cause serious damage to economy and environment.

**Баренбаум А.А.**

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, [azary@mail.ru](mailto:azary@mail.ru))

**Об одном важном тектономагматическом следствии падений галактических комет в Атлантический океан (Сообщение 1)**

**Barenbaum A.A.**

(Oil and Gas research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**About one important tectonic-magmatic consequence fallings of galactic comets into the Atlantic Ocean (Post 1)**

**Введение.** Обсуждается одно из наиболее важных следствий падений на Землю высокоскоростных галактических комет, связанное с нагревом ими пород литосферы [1–3]. Физический механизм нагрева пород кометами теоретически обоснован и анализируется в работе [3]. В основе механизма лежит разрушение галактических комет в воздухе с превращением их ядра в газовую струю. При падении такой струи на поверхность возникает узконаправленная ударная волна, которая глубоко проникает в литосферу, вызывая нагрев цилиндрического столба пород. Этот нагрев оказывается столь значительным, что верхняя часть столба испаряется, образуя кратер, а лежащие глубже породы плавятся, формируя цилиндрическую магматическую камеру.

Согласно [3], глубина кратера примерно равна его диаметру и в зависимости от размера ядра кометы составляет от 200 м до 7 км, а длина магматических камер, созданных крупными галактическими кометами, достигает астеносферы. Возникший в камере расплав заполняет кратер, при этом излишки магмы могут излиться на земную поверхность. Если тепловой энергии расплава оказывается не достаточно, магма кристаллизуется в верхних слоях земной коры, формируя при остывании интрузии разного состава и строения [4–6].

Теоретические расчеты [2, 3] подтверждают и уточняют наши заключения [7, 8] о тектономагматических следствиях падений галактических комет на Землю. Одним из следствий является феномен «новейших поднятий» земной коры [9].

**Феномен «новейших поднятий».** Известно, что процессы горообразования на нашей планете носили циклический характер, резко активизируясь в эпохи орогенических фаз Штилле. Последняя из них – в период  $5 \div 2$  млн. лет назад, названная «эпохой новейших поднятий», заметно изменила рельеф поверхности земного шара. Именно в плиоцен-четвертичное время под всеми континентами земного шара почти синхронно вздымалась земная кора, в результате чего возникло большинство современных горных сооружений и плато. Значительный подъем тогда испытали Центральная и Северо-восточная Азия, большая

часть Африки, западные части Северной и Южной Америк, Гренландия, Урал, Скандинавские горы, Сибирская платформа, горы Альпийского пояса, Тибет, Гвианский и Бразильский щиты и др. Высота поднятий сильно варьировала. На большей части побережья Тихого океана она составила первые сотни метров, на Сибирской платформе 200–1000 м, в Южной Африке 300–400 м на западе и 900–1200 м на востоке. Интенсивно вздымался Антарктический континент. Наиболее быстрый рост шел в горной местности. Так, Аравийская платформа увеличила высоту на ~2 км, Альпы поднялись на ~3 км, а Гималаи выросли на ~6 км. Под горами отмечен значительный подъем астеносферы, сопровождаемый в ряде мест интенсивным излиянием магмы [9].

**Новый подход.** Согласно гипотезе автора [10] новейшие поднятия вызваны последней бомбардировкой нашей планеты галактическими кометами в период  $5 \div 1$  млн. лет назад. По оценкам [2], на каждую площадку земного шара  $100 \times 100$  км<sup>2</sup>, ориентированную нормально к потоку галактических комет, в этот период упало 3–5 комет. Расчеты показывают, что созданный этими кометами нагрев пород литосферы вполне достаточен, чтобы обеспечить наблюдаемое поднятие континентов. Аналогичные подъемы континентов, вызванные падениями комет, происходили на нашей планете и ранее [2]. Однако в дальнейшем за время  $\sim 10^7$  лет они нивелировались процессами тектонической релаксации [1].

Поскольку галактические кометы падают как на континенты, так и в Мировой океан, синхронные поднятиям на континентах вздымания больших участков поверхности нашей планеты должны происходить и в океанах.

**Фактические данные.** Свидетельства поднятия океанической земной коры, вследствие последней бомбардировки галактическими кометами приведены, на наш взгляд, на картах Атлантического океана (рис. 1–3). Эти карты скопированы с оригиналов, хранящихся в Тибетском музее Махатм. Впервые их привел в 1886 г. Уильям Скотт-Элиот в книге «История Атлантиды». Перевод этой книги был выполнен Русским теософическим обществом и опубликован в «Вестнике» этого общества в 1916 г. [11].

На этих древних картах изображен находившийся в Атлантическом океане островной архипелаг, где ранее размещалось государство Атлантов. Показаны крупные острова, существовавшие в Атлантическом океане в три разных периода времени – примерно 1 млн. лет назад, в промежутке между 200 и 80 тыс. лет назад, а также в 9564 г. до РХ, т.е. перед разрушением острова Посейдонис. Последнее событие, как свидетельствуют многочисленные факты, произошло вследствие падения на границе голоцена в район Великих Канадских озер очень крупного космического тела, предположительно кометы [12].

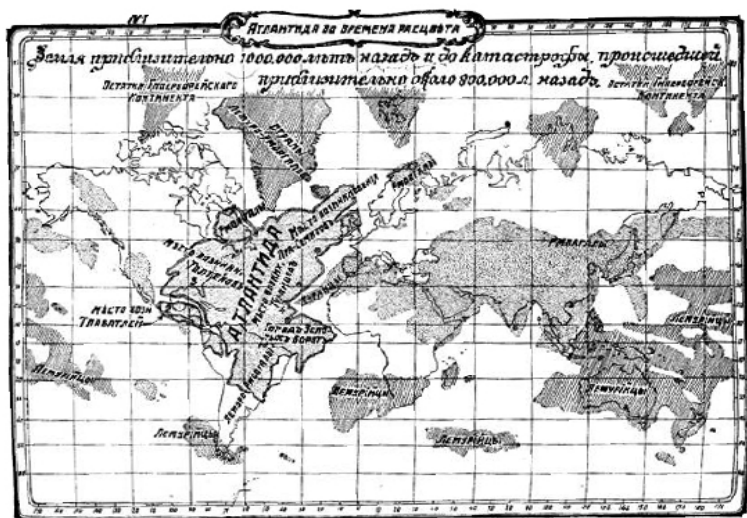


Рисунок 1.



Рисунок 2.

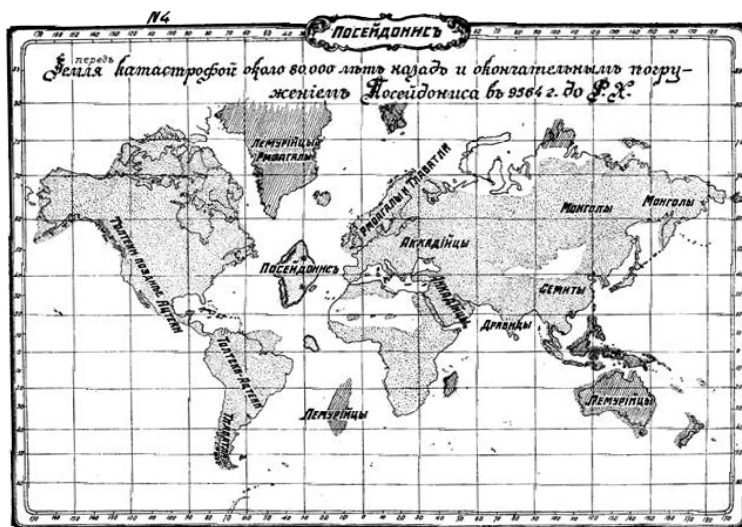


Рисунок 3.

**Обсуждение результатов.** Необходимо сказать, что карты (рис. 1–3) вполне заслуживают доверия, поскольку подтверждаются другими источниками. Один из них – сведения об Атлантиде Э. Кейси [13]. Из его ясновидческой информации следует, что на протяжении миллионов лет существования островного архипелага его суша испытала множество поднятий и опусканий. Окончательная гибель архипелага произошла в результате, по крайней мере, трёх крупных катаклизмов. Один случился ~50000 лет до РХ, второй – около 28000 лет до РХ, во время которого архипелаг распался на острова. И третий последний, ~10000 лет до РХ, завершился окончательным погружением островов.

Сведения Э. Кейси об Атлантиде подтверждает Б.А. Блюман [14], изучавший керн скважин глубоководного бурения по программам DSDP (1968–1985) и ODP (1985–2003). Выводы Б.А. Блюмана приведены нами в сообщении [15].

Возвращаясь к механизму образования новейших поднятий [3], отметим, что расчеты для комет, падающих на континенты, можно применить и к кометам, падающим в океан. Оценки показывают, что с энергетической точки зрения потерями энергии кометы на испарение воды при образовании кратера можно пренебречь. Однако «мгновенное» появление в толще воды и в океаническом ложе канала, который быстро заполняется сверху водой, а снизу магматическим расплавом, вызывает и другие наблюдаемые процессы [15, 16].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: «ЛИБРОКОМ», 2010. 544 с.
2. Баренбаум А.А. О происхождении новейших поднятий земной коры. Новая постановка проблем глобальной геодинамики // Уральский геологический журнал. 2012. № 6 (90). С. 3–26.
3. Баренбаум А.А. Возможный механизм нагрева пород литосферы галактическими кометами // Уральский геологический журнал. 2013. № 1 (91). С. 21–39.
4. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир. 1970. 552 с.
5. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра. 1983. 200 с.
6. Баренбаум А.А. Тектономагматические процессы в океанах и на континентах как индикаторы падений галактических комет // Современное состояние наук о Земле. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 166–171. <http://khain2011.web.ru>
7. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и геологическое время // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 3–14.
8. Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: анализ с позиций галактической концепции // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2004. № 3. С. 3–16.
9. Артюшков Е.В. Физическая геотектоника. М.: Наука. 1993. 456 с.
10. Баренбаум А.А. Процессы в земной коре и верхней мантии: проблемы горообразования и новейших поднятий земной коры // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Ч. 1. Петрозаводск: Кольский НЦ РАН, 2008. С. 43–47.
11. <http://theosophy.ru/vt-index.htm>.
12. Баренбаум А.А. О причинах двух наиболее значимых событий голоцена // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты, СПб.: ИГ Кольского НЦ РАН, 2011. Т. 1. С. 54–57.
13. <http://www.delphis.ru/journal/article/edgar-keisi-ob-atlantide>
14. Блюман Б.А. Земная кора океанов по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.
15. Баренбаум А.А. Космическая гипотеза образования перерывов в океаническом осадконакоплении (Сообщение 2). Данный сборник.
16. Баренбаум А.А. Молодой вулканизм» как свидетельство новейших поднятий земной коры в Мировом океане (Сообщение 3). Данный сборник.

On the example of the Atlantic, we present theoretical and empirical arguments in favor of high-amplitude uplifts of the oceanic crust, synchronous with the "newest uplifts" the Earth's crust over the continents.

**Баренбаум А.А.**

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, [azary@mail.ru](mailto:azary@mail.ru))

## **Космическая гипотеза образования перерывов в океаническом осадконакоплении (Сообщение 2)**

**Barenbaum A.A.**

(Oil and Gas research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

## **Space hypothesis formation breaks in oceanic sedimentation (Post 2)**

На многих участках дна Мирового океана отмечены перерывы в осадконакоплении, где отсутствуют породы определенного стратиграфического диапазона. Длительность перерывов варьирует от миллиона лет до нескольких десятков млн. лет, а сами они носят региональный характер. В частности, очень крупный перерыв осадконакопления во всех океанах, был в миоцене. Время и длительность перерывов устанавливают, датируя их начало и конец эпохами и веками геохронологической таблицы. Механизм образования перерывов – это серьезная научная проблема, общепринятого объяснения которой пока нет [1].

### **1. Существующие гипотезы образования перерывов**

Для объяснения причин перерывов привлекают три основные гипотезы: 1) колебания уровня вод Мирового океана, 2) активизацию гидродинамических процессов и 3) вертикальные движения дна. Полагают, что эти причины могут действовать самостоятельно или совместно и являться следствиями усиления на нашей планете орогенных тектонических процессов. [1, 2].

В 1993 г. В. Папаев и С. Митулов в обзоре [1] отметили, что если в 1970-е годы полагали, что перерывы в океанах и на материках вызваны вертикальным и разнонаправленными движениями земной коры. То в 1990-х годах их связали с активизацией лавинной седиментации на материковых окраинах и придонных течений в глубоководье. Главной же их причиной считали размыв осадков при снижении уровня Мирового океана согласно модели П. Вейла [3].

**Колебания уровня океана.** А.П. Лисицын [4] показал, что большинство перерывов вызвано не размывом осадков, а условиями их не отложения. Причем колебания уровня океана влияют на образование перерывов в глубоководных котловинах и на мелководье и по-разному. В котловинах главную роль играют продуктивность океанских вод и положение границы карбонатной компенсации, тогда как на мелководье перерывы вызываются низким стоянием воды.

Все попытки многих авторов объяснить перерывы моделью Вейла оказались тщетны [1]. Эта модель не работает даже для окраин материков, не говоря уже о глубоких частях океана. Начиная со среднего мела и до

плейстоцена, связь между кривой Вейла и важнейшими событиями в океанах отсутствует [1].

**Активизация гидродинамических процессов.** В. Папаев и С. Митулов [1] считают эту причину основной, объясняя перерывы турбидитным разносом и придонными течениями. Они отмечают, что «выше и ниже поверхности перерывов наблюдаются сравнительно одинаковые по глубине формирования илы и глины, имеющие глубоководную фауну». Поверхности перерывов, по данным авторов, – это участки, где не было осадков вообще или их накопилось крайне мало. Либо, в случае активных палеотечений, происходил размыв и переотложение слабо сцементированных осадков значительной мощности и возрастного диапазона.

**Вертикальные движения дна.** Эту гипотезу отстаивает Б.А. Блюман [5]. Он считает, что перерывы, прежде всего, вызваны быстрым высокоамплитудным поднятием поверхности дна. Доказательством тому служит керн глубоководных скважин с признаками химического выветривания пород. Такое выветривание, согласно Б.А. Блюману, возникало «в периодически осушавшихся мелководных бассейнах, вследствие окисления и выветривания подушечных лав». Эту точку зрения сегодня разделяют также многие зарубежные исследователи [5].

К близким выводам пришел Е.М. Рудич [6]. На основании анализа данных глубоководного бурения, опубликованных к 1983 г, он заключил, что «обширные участки современной океанической акватории, в том числе те, в пределах которых океаническое ложе располагается сейчас на глубинах 4–6 км, в сравнительно недавнее время, в конце мезозоя и в первой половине кайнозоя, располагались вблизи дневной поверхности. Их опускание происходило интенсивно в течение небольших отрезков времени».

**Трудности известных гипотез.** Укажем две, наиболее существенные.

Первая состоит в том, что в разных океанах по обе стороны от срединных океанических хребтов возраст наиболее старых осадков оказывается моложе магнитных аномалий, которым осадки должны соответствовать по магнитной геохронологической шкале. В частности, в Атлантическом океане разрыв между положением осадков фактического возраста и требуемым по шкале магнитной геохронологии нарастает вверх по стратиграфическому разрезу и достигает 1000 и даже 1600 км, а во времени от 10 до 40 млн. лет. «Каким образом в течение десятков млн. лет огромные участки родившейся в центре спрединга литосферы могли остаться вне процессов какого-либо осадконакопления?» ответа нет [1].

Вторая трудность в том, что на флангах Срединного Атлантического хребта имеются многочисленные мульды с осадочными толщами мощностью до 800 м, сходные тем, что находятся на 400–800 км дальше от центра спрединга. Еще в 1967 г. Дж. и М. Юинги, обнаружив большую

мощность осадков в одной из впадин на участке палеомагнитной аномалии возрастом 9 млн. лет, заключили, что отложения такой мощности могли образоваться лишь в результате перерыва спрединга, занявшего весь миоцен. Такого рода впадины ими выделены также в Тихом океане. Авторы предложили гипотезу эпизодического спрединга дна с тремя фазами развития, разделенными эпохами прекращения спрединга.

Идею поддержали и другие зарубежные исследователи. Однако Е.М. Рудич, В.А. Папаев, С.П. Митулов и Б.А. Блюман с ней не согласились, поставив под сомнение рост литосферы в зонах срединных океанических хребтов.

## II. Космическая гипотеза образования перерывов

В нашей гипотезе перерывы в первую очередь вызваны падениями крупных космических тел. Региональные перерывы – падениями астероидов и комет из межпланетного космического пространства Солнечной системы, а перерывы планетарного масштаба – бомбардировками Земли галактическими кометами.

**Падения межпланетных тел.** Известно [7], что падения на Землю комет и астероидов километрового размера создают на суше кратеры диаметром многие десятки километров, а в океанах к тому же образуют волны цунами высотой в сотни метров, способные вызвать размыв прибрежных отложений на огромных площадях. По нашим данным [8], падения в фанерозое на Землю тел диаметром  $>3.5$  км, вызывающие последствия планетарного масштаба, нашли отражение в геохронологии в качестве границ веков. Эти события повторяются в среднем через 6.5 млн. лет, а падения тел диаметром 1÷2 км, создающих региональные эффекты, случаются через  $\sim 0.7$ –1.0 млн. лет (рис.).

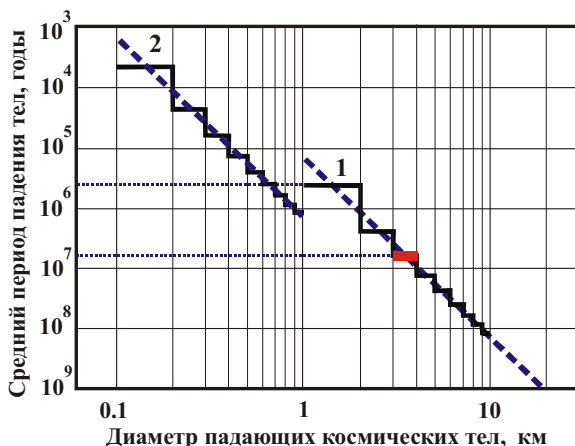


Рисунок. Частота падений на Землю космических тел в зависимости от диаметра. На участке 1 график построен с шагом 1 км, а на участке 2 – с шагом 100 м.

**Бомбардировки галактическими кометами.** В отличие от межпланетных астероидов и комет, падения галактических комет носят характер ливней, когда за время  $\sim 4\div 5$  млн. лет пребывания Солнца в струйных потоках Галактики на Землю может упасть  $\sim 10^4\text{--}10^6$  галактических комет [9]. Эти падения повторяются через 20–37 млн. лет и резко активизируют тектонические, климатические и биотические процессы на нашей планете [10]. Почти все такие эпохи выбраны границами периодов и отделов геохронологической шкалы фанерозоя [11].

Последняя кометная бомбардировка произошла в период от 5 до 1 млн. лет назад на границе неогена и квартера. Вызванные ею «новейшие поднятия» на примере Атлантического океана мы обсудили в [12]. Такими же колебаниями дна, очевидно, можно объяснить в этом океане возрастное несоответствие осадков магнитной геохронологической шкале, а также большие мощности осадков в мульдах на близких расстояниях от Срединного Атлантического хребта.

С последней бомбардировкой Земли галактическими кометами мы связываем крупные миоценовые перерывы. А падениями комет  $22\pm 2$ ,  $43\pm 2$ ,  $66\pm 2$ ,  $90\pm 2$  млн. лет назад и т.д. [9] объясняем известные перерывы олигоценового, эоценового, предпалеоценового, сеноманского и более раннего возраста, соответственно.

Таким образом, представления Б.А. Блюмана, Е.М. Рудича и др. о быстрых высокоамплитудных колебаниях дна океанов можно обосновать и теоретически.

Подтверждаются также выводы В. Папаева и С. Митулова [1] о важной роли, которую играют в образовании перерывов и гидродинамические процессы.

Дело в том, что при падении галактических комет в океан [13] происходит «мгновенное» испарение больших масс вещества с образованием в толще воды и в океаническом ложе огромного пустого канала, который быстро заполняется сверху водой, а снизу магматическим расплавом. Поэтому периоды кометных бомбардировок являются также эпохами резкой активизации в Мировом океане придонных течений и турбидитного разноса осадков, как отложенных ранее на дне, так и интенсивно поступающих с континентов [1].

### **Заключение**

Предложена гипотеза, объясняющая перерывы осадконакопления в океанах падающими на нашу планету крупными космическими телами.

Гипотеза объясняет основные проблемные факты, исходя из существующих представлений, в соответствии с которыми перерывы вызываются совокупным действием: вертикальных движений дна, резкой активизации гидродинамических процессов и не эвстатическими колебаниями уровня вод океана. Причина же этих процессов и, как следствие перерывов осадконакопления, одна – падения галактических

комет и крупных межпланетных космических тел в океан. Гипотеза непротиворечиво совмещает высокоамплитудные колебания земной коры с ее разрастанием в зонах срединных океанических хребтов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Папаев В.А., Митулов С.П. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 247 с.
2. Пронин А.А. Геологические проблемы современных и древних океанов Л.: Наука, 1977. 216 с.
3. Вейл П., Митчем С. Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир. 1982. 846 с.
4. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы осадконакопления в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
5. Блюман Б.А. Земная кора океанов по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.
6. Рудич Е.М. Движущиеся материки и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 272 с.
7. Катастрофические воздействия космических тел. / Ред. В.В. Адушкин и И.В. Немчинов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2005. 310 с.
8. Баренбаум А.А. Природа геохронологической цикличности // Математические методы анализа цикличности в геологии. М.: РАЕН, 1994. Вып. 6. С. 197–233.
9. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: «ЛИБРОКОМ», 2010. 544 с.
10. Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: анализ с позиций галактической концепции // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2004. № 3. С. 3-16.
11. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 3–14.
12. Баренбаум А.А. Об одном важном тектономагматическом следствии падений галактических комет в Атлантический океан (Сообщение 1).
13. Баренбаум А.А. Возможный механизм нагрева пород литосферы галактическими кометами // Уральский геологический журнал. 2013. № 1 (91). С. 21–39.

The resulting conclusion that fallings to Earth galactic comets and interplanetary large asteroids and comets are the root cause of formation the breaks in oceanic sedimentary. A new hypothesis perfectly explains the high-amplitude fluctuations of Earth's crust, as well as its expansion in mid-ocean ridges.

## **Баренбаум А.А.**

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, [azary@mail.ru](mailto:azary@mail.ru))

### **«Молодой вулканизм» как свидетельство новейших поднятий земной коры в Мировом океане (Сообщение 3)**

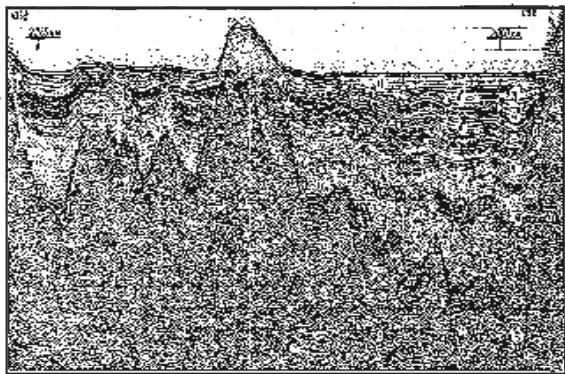
**Barenbaum A.A.**

(Oil and Gas research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

### **"Young volcanism" as evidence of newest uplifts of the Earth's crust in the World Ocean (Post 3)**

**Введение.** Термин «молодой вулканизм» (МВ) ввели Папаев и Митулов [1] для ряда, по выражению авторов, «почти современных» процессов, которые они выявили методами сейсмоки в океанической коре. Признаками МВ авторы сочли: 1) специфическое облежание осадочными слоями выступов вулканического базальтового основания; 2) наличие многочисленных «структур протыкания» в осадках и 3) «осветление» сейсмоакустических записей на границе осадочного чехла и вулканогенного основания коры. Авторы предложили объяснения этим фактам, но связать их в единую картину так и не удалось. Мы полагаем, что все три свидетельства МВ являются следствием «новейших поднятий» земной коры [2]. Некоторые следствия этого процесса в океанах обсуждаются нами в [3, 4], а его теоретическое обоснование дано в [5–7].

**Свидетельства молодого вулканизма.** Основания рассматривать указанные факты как свидетельства «молодого вулканизма», поясним рис. 1–3. На этих рисунках приведены сейсмоакустические профили [1], особенности которых Папаев и Митулов рассматривают как признаки «молодого вулканизма» в Мировом океане. Обсудим каждый из этих признаков отдельно.



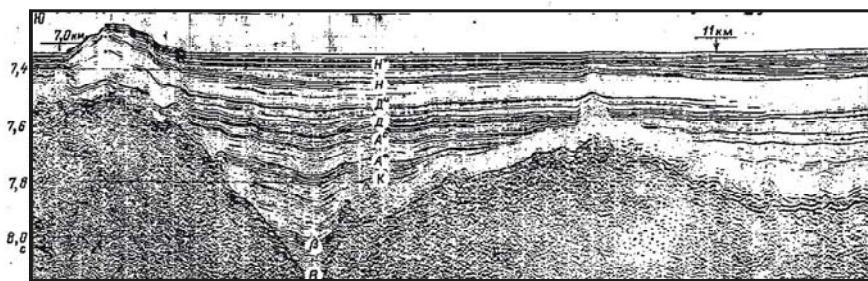


Рисунок 3.

**1. Облегание осадочными слоями выступов вулканического основания.** На всех рис. 1–3 в осадочном чехле видны многочисленные плоскопараллельные отражающие горизонты, вполне повторяющие форму выступов вулканогенного базальтового основания. Отдельные горизонты стратиграфически маркированы. Под чехлом осадков также хорошо просматривается вулканический фундамент, сильно изрезанный выступами разной амплитуды. Над выступами слой осадков сильно утоняется, тогда как между ними мощности и возраста осадков растут. Слои осадков повторяют рельеф фундамента лишь в депрессиях. На границах с выступами осадки выклиниваются, изгибаясь вверх, а выше не деформируются.

В. Папаев и С. Митулов привлекают внимание к тому факту, что на многих участках океанической коры деформации осадочных слоев слабеют и перестают наблюдаться в отложениях плиоценового возраста. Объясняя возникновение деформирующих осадки выступов фундамента «молодым вулканизмом», авторы заключают, что внедрение базальтов в чехол осадков происходило в плиоцене.

Имеется несколько разновидностей внедрений базальтов в чехол осадков, отличающихся морфологией [1]. Внедрения первого типа как бы «рассеиваются» в осадках без четкого контакта с ними. Вторые – застревают в осадочной толще, приподнимая верхние слои осадков, в результате чего неровности фундамента в виде холмов отражаются в рельефе дна. Третьи – высоко поднимаются над дном как подводные горы и хребты. И наконец, четвертые – выступают над океанской поверхностью в виде крупных островов и даже целого архипелага. Последний из таких случаев обсуждается нами в [3].

В. Папаев и С. Митулов пришли к заключению, что размывание границ и отсутствие четкого контакта отложений осадочного чехла с протыкающими их выступами фундамента указывают на то, что внедрения базальтов не только деформируют осадочные слои, но и сами поглощают некоторую их часть.

**2. «Структуры протыкания» осадочного чехла.** Примеры вулканических внедрений этого типа показаны на рис. 2. В депрессии между двумя подводными горами (по краям рисунка) видны три внедрения светлого цвета, прорывающие почти всю осадочную толщу. Д. Ланселот, Р. Емблей, Ю.П. Непрочнов и др. [1] считают эти структуры глинистыми диапирами. Их образование они связывают с возможными разломами и трещинами в фундаменте, по которым происходит циркуляция гидротермальных растворов. По мнению этих исследователей, такие растворы и являются наиболее вероятным источником формирования диапиров.

В. Папаев и С. Митулов, придерживаются иной точки зрения. Они полагают, что это не глинистые диапиры, а вулканические внедрения базальтов, подобные рассмотренным ранее. Так как «структуры протыкания» достигают поверхности дна, то их возраст очень молодой, возможно, голоценовый.

**3. Осветление чехла осадков на границе с вулканическим основанием.** Этот эффект В. Папаев и С. Митулов относят к очень широко распространенным проявлениям «молодого вулканизма». По их данным осадочный чехол почти повсеместно отделяется от поверхности фундамента акустически «прозрачным» слоем мощностью 100–200 м (рис. 3). Осветление не связано с возрастом слоев, а носит вторичный постседиментационный характер. Мощность слоя и степень его осветления высоки над выступами фундамента, достигающими поверхности дна, и уменьшаются в депрессиях между выступами.

К участкам с крупными выступами нередко приурочены узкие (от 3 до 10 км) вертикальные зоны резкого ухудшения сейсмических записей [1].

Авторы допускают, что осветление может быть вызвано: 1) гидротермальной переработкой осадков над выступами фундамента, 2) насыщением осадков газами из фундамента, 3) экранирующим влиянием присутствующих в вышележащем разрезе многочисленных диабазовых силлов и базальтовых покровов.

Две первые причины В. Папаев и С. Митулов считают наиболее реальными. По их мнению, как выступы фундамента, так и изменения над ними акустических свойств осадков вызваны преобразующим действием вулканических внедрений молодого (примерно от позднего миоцена до настоящего времени) возраста.

Эти процессы, однако, происходят не везде. На плато Кергелен, Крузе и других микро-континентах, где осадочный чехол не подстилается вулканическим основанием, нет ни акустического осветления, ни параллельной деформации осадочных слоев [1].

### **Основные выводы**

В соответствии с развиваемыми представлениями [3–7], рассмотренные нами проявления «молодого вулканизма», будь то:

- быстрые внедрения базальтов, деформирующие и протыкающие чехол осадков,
- гидротермальные растворы, поступающие из фундамента к поверхности дна и образующие глинистые диапиры,
- эманации газов, изменяющих сейсмические свойства низов осадочного чехла

являются следствиями феномена новейших поднятий земной коры, вызванного последней бомбардировки Земли галактическими кометами [3, 4].

Этот вывод подтвердим другими фактами. На рис. 4 показано распределение К-Ar возраста базальтовых пород островов и дна океанов, построенное по данным А.А. Пронина [8].

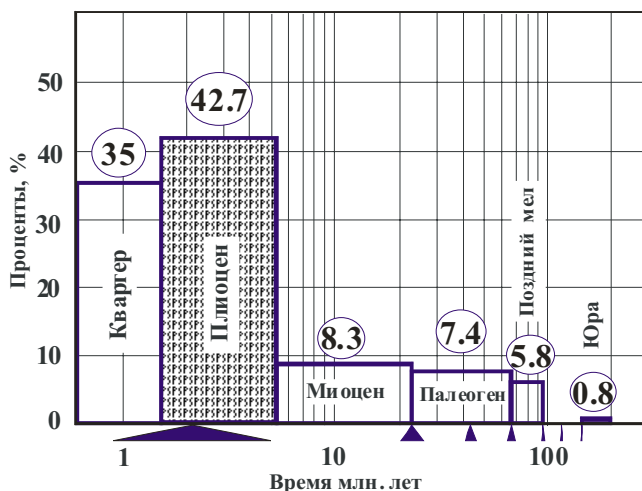


Рисунок 4. Распределение по возрастам базальтовых вулканических пород островов и дна океанов по [8]. Треугольники внизу – периоды бомбардировок Земли галактическими кометами [5]

На рис. 4 хорошо видно, что возраст 78% пород базальтового слоя океанской коры совпадают с последним периодом падений на Землю галактических комет  $5 \div 1$  млн. лет назад. Базальты старшего возраста редки и на ~80% дна Мирового океана, вероятно, замещены внедрениями базальтов последней генерации.

Таким образом, результаты настоящей работы позволяют констатировать: во-первых, новейшие поднятия земной коры в Мировом океане превышают по размаху это явление на континентах. И, во-вторых, в настоящее время данное явление в океанах имеет продолжение в виде процессов «молодого вулканизма».

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Папаев В.А., Митулов С.П. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 247 с.
2. Артюшков Е.В. Физическая геотектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
3. Баренбаум А.А. Об одном важном тектономагматическом следствии падений галактических комет в Атлантический океан (Сообщение 1).
4. Баренбаум А.А. Космическая гипотеза образования перерывов в океаническом осадконакоплении (Сообщение 2).
5. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: «ЛИБРОКОМ», 2010. 544 с.
6. Баренбаум А.А. О происхождении новейших поднятий земной коры. Новая постановка проблем глобальной геодинамики // Уральский геологический журнал. 2012. № 6 (90). С. 3–26.
7. Баренбаум А.А. Возможный механизм нагрева пород литосферы галактическими кометами // Уральский геологический журнал. 2013. № 1 (91). С. 21–39.
8. Пронин А.А. Геологические проблемы современных и древних океанов Л.: Наука, 1977. 216 с.

There is found that the "newest uplifts" occur not only in Earth's crust of the continents, but even on a large scale, in the oceans crust. The processes of "young volcanism" are the main consequences of this phenomenon in oceans today.

**Баркин Ю.В.**

(Астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: barkin@inbox.ru)

## **Синхронные скачки в процессах и явлениях на Земле, Луне и Солнце в 1997–1998 гг. и их единый механизм**

**Barkin Yu.V.**

(Sternberg Astronomical Institute at Moscow Lomonosov State University, Moscow)

## **Synchronous jumps in the processes and phenomena on the Earth, Moon and Sun in 1997–1998 and their unity mechanism**

**Введение.** Скачкообразные изменения активности тех или иных планетарных процессов, например, сейсмических, вулканических, синоптических и др. является широко-распространенным явлением на Земле (abrupt changes) [1, 2]. По нашей геодинамической модели, природа этих вариаций Земли тесно связана со скачкообразными изменениями в положении центра масс ядра и скорости его тренда относительно мантии, и, соответственно, с аналогичными изменениями в положении и тренде центра масс всей Земли и с ускоренным движением системы эксцентричных оболочек планеты (или спутника) относительно барицентра солнечной системы [3]. Действительно, скачкообразные изменения в направлении и скорости смещения центра масс Земли неизбежно приведут к скачкообразным изменениям упругой энергии и мощности диссипации энергии в слоях мантии и, соответственно, к резким скачкообразным изменениям во всех планетарных природных процессах [1, 2]. В данной работе мы обсуждаем более общее наблюдаемое явление - синхронных скачкообразных изменений природных процессов и явлений, происходящих на разных телах солнечной системы (в данной работе на Земле, Луне и Солнце), предсказанное автором [4]. Обсуждается скачкообразное изменение значения динамического коэффициента упругости  $k_2^d$  и скачок в относительном положении лазерных рефлекторов и центра масс Луны Земли в 1997–1998 гг. Дается интерпретация изменений разности наблюдаемого радиуса Солнца и его эфемеридного (расчетного) значения также в 1997–1998 гг.

**1. Возможные вековые тренды значений динамического коэффициента упругости Земли  $k_2^d$  и скачок этих значений в 1997–1998 г.** На рис.

1 приведены ежегодные значения коэффициента  $k_2^d$ , полученные в результате обработки данных лазерных наблюдений в период 1988–2003 (16 определений по наблюдениям LAGEOS 1) и в период 1992–2003 (12 определений по наблюдениям LAGEOS 2) [5]. Здесь черные точки соответствуют определениям по данным LAGEOS 1, а полые кружки –

LAGEOS 2. Довольно явственно выделяются тренды и скачок в значениях коэффициента  $k_2^d$ .

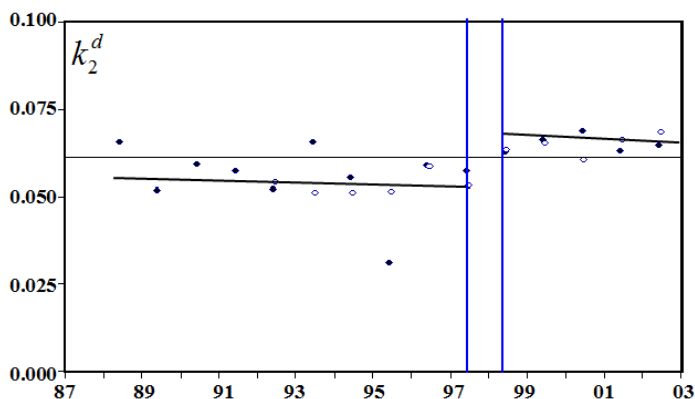


Рисунок 1. Ежегодные определения коэффициента упругости Земли  $k_2^d$  и возможная интерпретация его временного тренда (тенденция убывания значений) и скачка этого коэффициента в период 1997–1998 гг.

**2. Обнаружение скачка центра масс Луны в 1997–1998 г. по измерениям лазерных дальностей до световотражателей на поверхности Луны.** Явления постоянных и циклических смещений центров масс тел солнечной системы (включая Луну) обсуждались автором в ряде работ ([1], [3] и др.).

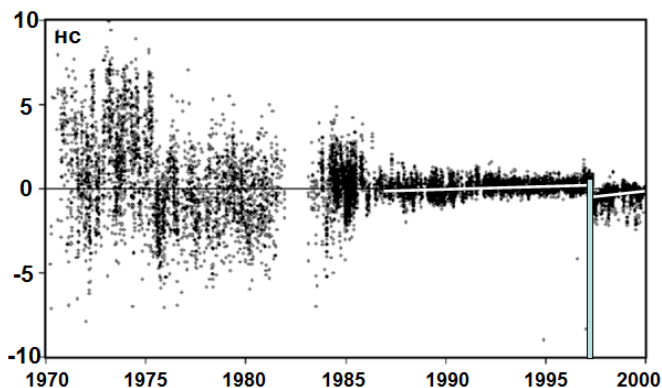


Рисунок 2. Остаточные разности лазерных дальностей до Луны в период 1970–2000 гг. (в наносекундах)

В работе Г.А. Красинского [6] в результате анализа лунных лазерных измерений было выявлено скачкообразное изменение координат светотражателей на весьма существенные расстояния около 15–25 см по координатным осям селенографической системы координат данной эпохи (до скачка). Поскольку скачки координат для всех четырех наблюдаемых отражателей на Луне оказались довольно близкими, то естественно предположить, что скачок произошел в положении центра масс Луны по отношению к лунной коре на те же примерно 15–25 см. Приведем средние значения смещений для всех четырех отражателей в см. По оси  $x$ , направленной к Земле, смещение составляет  $-15 \pm 4$  см, по оси  $y$  (смещение к востоку)  $23 \pm 7$  см и по оси  $z$  (смещение к югу) составляет  $23 \pm 7$  см. Т.е. центр масс Луны скачком сместился к географической точке на поверхности Луны с координатами  $40^\circ$  с.ш.,  $32^\circ$  з.д. Само смещение весьма значительно и составляет около  $36 \pm 11$  см.

На рис. 2 наблюдаются также слабые вековые тренды в период 1985–1997 гг. со скоростью около 0.036 нс/год и после скачка со скоростью 0.128 нс/год. Им соответствуют тренды остаточных дальностей в 2.34 см/год – до 1998 и в 3.52 см/год – после 1998 г. Если рассмотреть лишь дрейф относительно оси  $x$ , то оценки для скоростей дрейфа уменьшатся: 0.98 см/год – до 1998 г. и в 1.47 см/год – после 1998 г.

Таким образом, все тело Луны (ее мантия) в 1997–1998 г. испытало трансляционное смещение относительно собственного центра масс на 25 – 35 см. Естественно, что мы ожидали и ожидаем аналогичные смещения для других тел солнечной системы (для Меркурия, Луны, Солнца, Титана, Марса и др.). Причем указанные скачкообразные геодинамические явления для тел солнечной системы являются синхронными и, соответственно, должны были проявиться именно в 1997–1998 гг. В случае Луны указанный скачок центра масс получает подтверждение в данных светолокационных наблюдений [6]. Ранее нами был подтвержден и изучен аналогичный эффект скачкообразного смещения центра масс Земли [1]. По данным системы спутниковых наблюдений ДОРИС в 1997–1999 гг. резкое смещение центра масс Земли в 1997–1998 гг. к северу составило 22.4 мм в направлении географической точки  $79.4$  с.ш.,  $104.0^\circ$  з.д.

**3. Вековое изменение радиуса Солнца и его скачка в 1997–1998 гг.** На рис. 3 и рис. 4 представлены две модели изменения радиуса Солнца, основанные на данных наблюдений в период 1986–2004 гг.

Здесь приведены данные об изменении радиуса Солнца, сосредоточенных вблизи летнего солнцестояния. Каждая точка представляет данные приблизительно за 2 недели. Ошибка представляет бары стандартных отклонений [7].

Приведенные выше результаты подтверждают нашу гипотезу о единых ритмах и цикличностях природных процессов на планетах и спутниках, изложенную в тезисах доклада на Генеральной ассамблее EGU в 2000 г. [4].

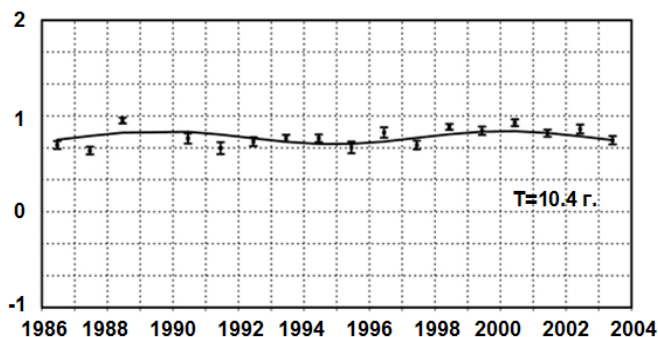


Рисунок 3. Интерпретация наблюдаемых изменений среднего радиуса Солнца. Гармоническая вариация радиуса Солнца с периодом около 10.4 г. [7].

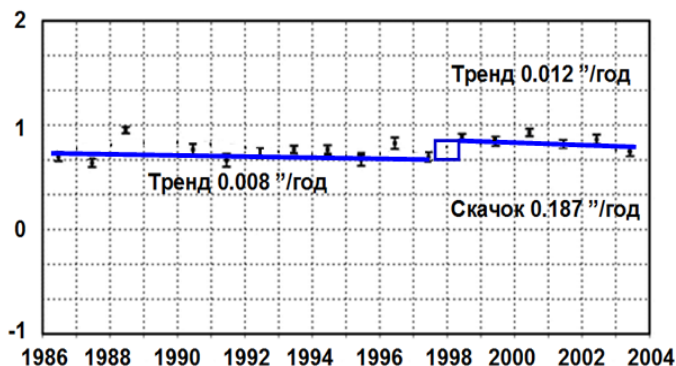


Рисунок 4. Линейные тренды радиуса Солнца до и после скачкообразного изменения радиуса в 1997–1998 гг. на  $+0''187$ . Оценки линейных трендов составляют – 0.0083  $''/\text{год}$  (до скачка) и – 0.0124  $''/\text{год}$  (после скачка).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barkin Yu.V. Step-by-step synchronous variations of geodynamical and geophysical processes and their uniform mechanism: events of 1997–1998 years // EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19–24 April 2009). Geophys. Res. Abstr. 2009. V. 11. abstract # EGU2009-1618.
2. Баркин Ю.В. Синхронные скачки активности природных планетарных процессов в 1997–1998 гг. и их единый механизм // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2011. С. 28–32.
3. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Вып. 9. С. 45–97.

4. Barkin Yu.V. General rhythms of the solar system bodies // XXV General Assembly of EGS (Nice, France 25–29 April 2000) PS 6. News Letter European Geophysical Society. № 74. March 2000. Scientific Programme. P. 257.
5. Krasinsky G.A. Variations of the coefficient  $J_2$  of geopotential, and the dynamical Love number  $k_2^d$  from the analysis of laser ranging to LAGEOS 1 and LAGEOS 2. arXiv:1107.0205v1 [astro-ph.EP] 1 Jul 2011. 21 pp.
6. Красинский Г.А. Определение селенодинамических параметров из анализа лунных лазерных измерений дальности Луны 1970–2001 гг. // Сообщение Института прикладной астрономии РАН. 2003. № 148. 27 с.
7. Chapman G.A., Dobias J.J., Walton S.R. On the Variability of the Apparent Solar Radius // The Astrophysical Journal. 2008. V. 681. P. 1698. doi:10.1086/588512.

In this paper, we discuss the general phenomenon about synchronous step-by-step changes of natural processes and phenomena occurring at the same period of time at different solar system bodies (in this work on the Earth, the Moon and the Sun), as predicted by the author of [5]. We discuss the abrupt change in the value of the dynamic coefficient of elasticity and a jump in the relative position of the laser reflectors and the center of mass of the Earth to the Moon in 1997–1998. An interpretation of the observed changes in the difference between the radius of the Sun and its ephemeris (calculated) values in 1986–2004 and step in 1997–1998.

**Белоус О.В.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток, e-mail: [belous@poi.dvo.ru](mailto:belous@poi.dvo.ru))

## **Волновые поверхности выравнивания в Беринговом море Belous O.V.**

(Ilichev Pacific Institute of Oceanology. FEB RAS, Vladivostok)

## **Wave surfaces of leveling at the Bering Sea**

Воздействие волн на морское дно разделяется на собственно абразию и размыв. По морфоструктурному признаку эти поверхности не всегда различаются, поэтому в дальнейшем они будут называться просто абразионными. Вместе с тем, поскольку слаболитифицированные осадки, как правило, залегают субгоризонтально, можно предполагать, что абразионными являются резко дисконформные поверхности, а размытыми - слабодисконформные. В Беринговом море, судя по распространенности дисконформных субгоризонтальных поверхностей, волновое выравнивание затронуло значительные площади Чукотско – Аляскинского и Камчатско-Корякского континентального шельфа, а также платообразные вершинные поверхности хребтов Бауэрс, Шишова и Командорско-Алеутской гряды.

Анализ данных, полученных в экспедициях и опубликованных ранее, позволил обобщить характер контакта сейсмогеологических комплексов между собой и их взаимоотношения с равнинами шельфа, что привело к возможности выделения в пределах Берингоморского региона 4 абразионных поверхности выравнивания. Широкая распространенность и приуроченность к обрамлению морской котловины позволяет отнести их к окраинно-материковому типу. Они частично погребены и в этих случаях выступают в роли поверхностей структурных несогласий. Возраст этих поверхностей определяется интервалом между временем срезания наиболее молодых пород и моментом начала захоронения.

В опущенных блоках акустического фундамента самых значительных шельфовых впадин Чукотско-Аляскинского предконтинента (Наваринской, Св. Георгия, Анадырской) выделяется ряд погружающихся к центру бассейнов террасовидных ступеней. Кровля фундамента здесь представлена плоской эрозионной поверхностью эоцен – олигоценового возраста. С ней коррелируется несогласие, приуроченное к сводовой части Командорско-Алеутской гряды, соответствующее почти всему олигоцену [1].

Главная эрозионная поверхность в пределах Алеутского хребта представляет собой главную поверхность несогласия, датируемую средним миоценом, которая срезает слои эоцена на острове Адах и слои нижнего миоцена на острове Амчитка и совпадает с эродированной поверхностью акустического фундамента Восточно-Берингоморского шельфа. Здесь среднемиоценовая поверхность выравнивания выделяется на границе

акустического фундамента и средний миоцен-плиоценовой толщи в окраинно-шельфовых прогибах и понижениях блокового фундамента впадин Нортон и Лаврентьевской.

Среднемиоценовая поверхность выравнивания, как правило, не опускается ниже 1700 м, погребена под осадками чехла, и лишь в пределах нижнего шельфа Командорско-Алеутской гряды выходит на дневную поверхность. На ней несогласно залегают верхнемиоценовые и плиоценовые наземные вулканические и обломочные отложения и располагаются четвертичные стратовулканы [1, 2].

Средняя поверхность выравнивания нивелирует кровлю среднемиоцен-раннеплиоценовой толщи. На поднятиях в ряде районов она полностью уничтожает эту толщу и срезает нижележащую поверхность выравнивания. Гипсометрическое ее положение непостоянно, но не опускается ниже 1500 м. Эта поверхность, как правило, имеет более широкое распространение, выходя далеко за пределы тектонических границ осадочных бассейнов в пределах центральной части Чукотско-Аляскинского материкового склона (Плато Адлера, плато Сарычева), платообразной вершины Командорско-Алеутского хребта и обнажена в пределах нижнего шельфа.

Верхняя поверхность выравнивания срезает все слоистые образования и акустический фундамент на участках дна, глубина моря над которыми составляет 0–160 м. В некоторых районах (поднятие Нунивак) она выработана в толще, перекрывающей среднюю поверхность выравнивания.

Верхняя поверхность выравнивания образует верхний шельф. Его ступенчатость указывает на многофазность формирования этой поверхности.

Таким образом, уточненный возраст выделенных поверхностей выравнивания в пределах рассматриваемой акватории, скорее всего, эоцен-олигоценый, среднемиоценовый, поздний миоцен-плиоценовый и плейстоценовый. Подобная датировка удовлетворительно коррелируется с основными циклами рельефообразования в позднем кайнозое [3] и с колебаниями уровня Мирового океана. К этим временным рубежам приурочены размыты в осадках, выраженные поверхностями несогласия, характерные для суши Дальнего Востока в целом. Специальные исследования уточняют возраст поверхностей выравнивания в неогене для суши как позднемиоцен-раннеплиоценовый и позднеплиоценовый. Время их формирования разделяется эпохой горообразования и глубокого врезания долин (регрессия океана) в среднем плиоцене.

Учитывая условность определения возраста выделяемых толщ, и сопоставляя разрез слоистого чехла акватории с тем, что наблюдается на прилегающей суше в сходной геоструктурной обстановке, допускается некоторая корректировка возраста поверхностей выравнивания. При этом принимается во внимание то, что формирование их происходило не мгновенно, а скользило во времени. Итак, в неогене, судя по данным

структурного и поискового бурения на полуострове Аляска [4], на восточном побережье Анадырского залива и на Хатырском участке [4], т.е. на суше, среди субгоризонтально залегающих осадочных толщ также выделяются поверхности несогласия. Это среднемиоценовая (в основании формации Беэр-Лейк), вскрытая на глубине около 1800 м; позднемиоценовая (основание формации Тачилни) на глубине 470 м; поздний миоцен-плиоценовая (основание лимимтэваямской свиты) в интервале глубины 300–1000 м; и позднеплиоценовая в основании плейстоцена на глубине до 250 м. Две из них – позднемиоценовая и позднемиоцен-плиоценовая – разделены маломощной (100 м) толщей осадков и располагаются на сходных гипсометрических уровнях, так что, вероятно, они отражают осцилляции единого цикла размыва. Прослеживание этих поверхностей несогласия суши в пределы акватории указывает на их генетическое единство, синхронность образования, стратиграфическое и гипсометрическое сходство в интервале глубины 400–1100 м.

Проведенные исследования позволили установить, что формирование осадочного чехла прерывалось периодами его размыва с образованием поверхностей выравнивания. В Беринговом море зафиксированы четыре поверхности выравнивания: нижние (эоцен-олигоценая и среднемиоценовая), средняя (верхнемиоцен-плиоценовая) и верхняя (плейстоценовая). Нижние практически везде погребены, а средняя и верхняя образуют нижний (до 1500 м) и верхний (до 160 м) шельфы соответственно.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1.Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. Труды ГИН АН СССР. 1978. Вып. 320. 100 с.
- 2.Латрэм Э. Алеутская дуга / Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. С. 195–204.
- 3.Сваричевская З.А., Селиверстов Ю.П. Циклы рельефообразования и поверхности выравнивания // Поверхности выравнивания и кора выветривания. М.: Наука, 1976. С. 57–62.
- 4.Геология Берингова моря и его континентального обрамления. Л., Недра, 1985. Науч.-исслед. Ин-т геологии и минер. ресурсов Мирового океана. Труды. Т. 194. 127 с.

Four wave surfaces of leveling are recorded in the Bering Sea: lower (Eocene-Oligocene and middle Miocene), medium (Late Miocene-Pliocene) and upper (Pleistocene). Lower surfaces are almost anywhere buried, and the middle and upper ones form shelves at low (up to 1500 m) and top (160 m) level, respectively.

**Блох Ю.И.<sup>1</sup>, Бондаренко В.И.<sup>2</sup>, Долгаль А.С.<sup>3</sup>,  
Новикова П.Н.<sup>3</sup>, Рашидов В.А.<sup>4</sup>, Трусов А.А.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>г. Москва, e-mail: yuri\_blokh@mail.ru; <sup>2</sup>Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, г. Кострома; <sup>3</sup>Горный институт УрО РАН, г. Пермь; <sup>4</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; <sup>5</sup>ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва)

## **Изучение геологического строения подводных вулканов и вулканических массивов Курильской островной дуги с помощью оригинальной современной интерпретационной технологии**

**Yu.I. Blokh<sup>1</sup>, V.I. Bondarenko<sup>2</sup>, A.S. Dolgal<sup>3</sup>, P.N. Novikova<sup>3</sup>,  
V.A. Rashidov<sup>4</sup>, A.A. Trusov<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>Moscow; <sup>2</sup>State Nekrasov University of Kostroma; <sup>3</sup>Mining Institute of the Ural Branch of the RAS, Perm; <sup>4</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; <sup>5</sup>CJSC «GNPP Aerogeofizika», Moscow)

## **Research of geological features of submarine volcanoes and volcanic massifs of the Kuril Island Arc by means of original modern interpretative technology**

Курильская островная дуга (КОД) – важный элемент зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. На Охотоморском склоне КОД располагаются подводные вулканы, которых при современном уровне изученности насчитывается 122. Планомерное изучение подводного вулканизма КОД осуществлялось в 11-ти рейсах научно-исследовательского судна «Вулканолог» с 1981 по 1991 г.г. [1]. В этих рейсах выполнялись следующие исследования: эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), модульная гидромагнитная съемка (ГМС) и геологическое опробование.

Оригинальная интерпретационная технология моделирования данных ГМС, выполненной на весьма нерегулярной сети наблюдений в комплексе с эхолотным промером, НСП, анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород [2–8] успешно применяется авторским коллективом для изучения геологического строения подводных вулканов и вулканических массивов КОД (рис.). Эта технология, позволяющая проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к некорректной процедуре их предварительного восстановления в узлах регулярной сети [4–8], принципиально избегает любых операций с интерполированными значениями поля и выполняется с учетом фактического пространственного расположения точек ГМС. При этом применяются разнообразные методы интерпретации, одни из которых ориентированы на 2D и 2.5D-анализ



На следующем этапе с помощью программы ИГЛА [10], определяют усредненное направление вектора суммарной намагниченности вулканических построек, для чего в интерактивно задаваемом интерпретационном окне находят компоненты их магнитного момента.

На третьем этапе проводят 3D-моделирование вулканической постройки с помощью программы REIST из пакета СИГМА-3D [2]. По всему массиву исходных данных выполняется аппроксимация источников магнитного поля на базе модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющейся по модулю намагниченностью. Верхняя кромка слоя задается по данным эхолотного промера и НСП, а нижняя, как правило, принимается горизонтальной и ее глубина задается исходя из анализа особых точек, 2.5D моделирования и результатов определения расчетов с помощью программы ИГЛА. Так как геометрия аппроксимирующего слоя и направление вектора намагниченности пород известны заранее, определение изменения модуля намагниченности по латерали по отношению к некоторой точке, обычно задаваемой в центре интерпретационного участка, осуществляется единственным образом [11].

Для изучения глубинного строения вулканических построек применяются интерпретационная томография аномального магнитного поля и монтажный метод решения обратной задачи магниторазведки (ОЗМ) [4–8, 12], что позволяет приближенно оценить распределение эффективной намагниченности в геологической среде и дифференцировать различные по физическим свойствам блоки в вулканической постройке. Моделирование проводится в 2D-варианте с учетом нормального поля  $T_0$  региона исследования и линейного регионального фона в измеренных значениях поля по каждому из галсов. Результатом является серия эквивалентных решений ОЗМ, соответствующих определенному интервалу допустимых значений невязки наблюдаемого и модельного магнитных полей. Наиболее реалистичный вариант визуализируется в виде интерполяционной 3D-модели магнитовозмущающих тел, отражающей объемную конфигурацию застывшей магматической системы.

Применение разработанной интерпретационной технологии оказалось весьма эффективным при изучении геологического строения подводных вулканов КОД [2–8].

В пределах подводных вулканических построек выявлены периферические магматические очаги, вершинные кальдеры, экструзивные купола, побочные лавовые конусы и отдельные лавовые потоки. Определены местоположения активных вулканических центров и оконтурены магнитовозмущающие объекты, которые отождествляются с застывшими питающими системами вулканов. Выполнена оценка петромагнитных свойств пород, слагающих подводные вулканы, в естественном залегании и в лабораторных условиях.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00156-а, 12-05-00414-а, 12-05-31138-мол\_а).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 67–76.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение интегрированной системы «СИНГУЛЯР» для изучения глубинного строения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 25–29 января 2010 г. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 62–65.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012. № 2. С. 58–66.
5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012. № 4. С. 8–17.
6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Строение подводных вулканов 2.7–2.8 (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 28 января–1 февраля 2013 г. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 49–52.
7. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Геофизические исследования вулканического массива Рикорда (Курильская островная дуга) // Вулканизм и связанные с ним процессы. Традиционная региональная научная конференция, посвященная Дню вулканолога 28–29 марта 2013 г. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 51.
8. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 77–85.
9. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.
10. Блох Ю.И., Трусов А.А. Программа «IGLA» для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского. М: ИФЗ РАН, 2007. С. 36–38.
11. Блох Ю. И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. М., 2009. <http://sigma3d.com/content/view/24/2/>.

12. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. Абакан: ООО «Фирма-МАРТ», 2002. 188 с.

We investigated submarine volcanoes of the Kuril Island Arc by means of original interpretative technology. Peripheral magma chambers, summit calderas, extrusive cones, secondary lava cones and single lava flows were revealed within submarine volcanic edifices. We defined locations of active volcanic centers and contoured magnetic objects which were identified with the solidified supplying systems of volcanoes. We estimated magnetic properties of rocks composing submarine volcanoes in natural and laboratory conditions.

**Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Левченко О.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

[dborisov@ocean.ru](mailto:dborisov@ocean.ru))

**Смешанные гравитит-контуритовые системы на  
континентальном подножии Бразилии (Южная Атлантика)**

**Borisov D.G., Murdmaa I.O., Ivanova E.V., Levchenko O.V.**

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

**Mixed gravitite-contourite systems on the Brazil continental  
rise**

Проблеме изучения контуритов, осадков отложенных или переотложенных под действием квазистационарных придонных (контурных) течений, переносящих осадочный материал вдоль склона [1], посвящены многочисленные работы ведущих мировых специалистов в области морской геологии и геофизики [например, 2, 3]. Возросший за последние 10–15 лет интерес к крупным аккумулятивным телам контуритов (дрифтам) связан не только с их большим значением для палеоокеанологии и палеоклиматологии [1] в качестве природных архивов информации об изменениях окружающей среды, но также с перспективами нефтегазоносности мощных контуритовых толщ [4]. При этом установлено, что придонные течения способны образовывать как аккумулятивные, так и эрозионные формы (в т.ч. каналы, террасы) [1, 3, 5]. Системы эрозионных каналов, террас и дрифтов, объединенных по принципу общности сформировавших их процессов, представляют особый интерес. Результатом взаимодействия придонных течений и гравитационных потоков при формировании аккумулятивного шлейфа континентального подножия зачастую являются гравитит-контуритовые эрозионно-аккумулятивные системы [1]. В подобных случаях интерпретация сейсмических данных, выделение сейсмофаций контуритов и гравититов (в т.ч. турбидитов) представляет значительную трудность [2]. Исследование данной проблемы являлось одной из задач экспедиций Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН на НИС “Академик Сергей Вавилов” и “Академик Иоффе” в Атлантическом океане (2007–2012 гг.) [например, 6].

Задача данной работы состоит в изучении процессов формирования аккумулятивных тел и эрозионных каналов под действием придонных течений и гравитационных потоков на континентальном подножии Бразилии.

Район исследований расположен на континентальном подножии в южной части Бразильской котловины (Южная Атлантика). Он охватывает область подножия подводной горы Сан-Томе, расположенной к западу от канала Колумбия. Придонная циркуляция в районе исследования контролируется течением Антарктических донных вод (ААДВ),

движущихся в генеральном направлении на север и огибающих субширотно ориентированную цепь вулканических гор Витория-Триндади [7].

Материалами для данной работы послужили сейсмопрофили сверхвысокого разрешения, полученные в 33-м, 35-м и 37-м рейсах НИС «Академик Иоффе» с помощью узколучевого параметрического эхолота-профилографа “SES 2000 deep” (4–6 кГц), две колонки донных осадков, отобранных гравитационной ударной трубкой и колонки, полученной в рейсе Обсерватории Ламонт-Доерти.

У подножья северного склона горы сейсмопрофили пересекали серию волнообразных холмов, достигающих высоты 25 м и размеров в плане 1.9 x 2.5 км, которые разделены каналами глубиной 10–40 м и шириной по профилю в верхней части сечения до 800 м. С вершины одного из холмов была отобрана колонка АИ-2445 длиной 2.5 м (21°38.28' ю.ш., 36°40.08' з.д., глубина 4108 м) [8, 9]. Подножие южного склона характеризуется относительно ровной поверхностью дна и представлено акустически стратифицированной осадочной толщей, которую вскрыла колонка АИ-2561 (22°18.88' ю.ш., 36°35.80' з.д., глубина 4053 м) длиной 1.94 м. Интенсивные параллельные рефлекторы прослеживаются на сейсмопрофиле на расстояние более 7 км. Колонка V14-13 (21°57' ю.ш., 36°15' з.д., глубина 4259 м) длиной 6.56 м получена к востоку от подводной горы.

Колонка АИ-2445 и верхняя часть колонки V14-13 (0–188 см) представлены переслаиванием песчано-силтово-глинистых контуритов с песчаными (по отечественной классификации крупноалевритовыми) гравитами [8, 9]. Нижняя часть колонки V14-13 (NOAA NGDC) сложена более грубым плохо отсортированным песчаным материалом, принесенным вероятно гравитационными потоками с континентального склона и подводной горы. Колонка АИ-2561 сложена песчано-силтово-глинистыми контуритами без явных признаков гравититов. Однако песок в наконечнике трубы, может означать кровлю мощного песчаного прослоя, затормозившего дальнейшее проникновение трубки в осадок.

По результатам анализа сейсмоакустических и литологических данных сделан вывод о том, что обнаруженные аккумулятивные тела и каналы сформированы преимущественно под действием придонного течения ААДВ. Гравитационные потоки с континентального склона и предположительно горы Сан-Томе вносили в накопление глинистых контуритов более грубый материал, а также, вероятно, участвовали в формировании каналов. По принципу общности сформировавших их процессов осадочные тела и каналы объединены в смешанную эрозионно-аккумулятивную гравитит-контуритовую систему [8, 9]. Процессы формирования данных систем требуют более детального рассмотрения.

Современные скорости придонных течений в абиссальной части Бразильской котловины не превышают 10 см/с [7]. При таких значениях

скоростей, согласно [5], возможно только осаждение взмученного осадочного материала, транспортируемого течением, эрозионная деятельность течений отсутствует. Однако наличие такого крупного препятствия, как гора Сан-Томе, может служить фактором, обуславливающим значительное увеличение скоростей течений. Предположительно гора разбивает единый равномерный поток на несколько струй, огибающих гору и выражающихся в локальных максимумах скоростей течений. В латеральных частях этих струй формируются вихри, отходящие от основного потока под острым углом или в противоположном ему направлении.

Возникшая внутренняя неоднородность потока, вероятно, создала условия для локальной эрозии дна и накопления осадочного материала. Таким образом, предположительно создалась основа для формирования эрозионно-аккумулятивной системы. Прообразы каналов стали морфологической «ловушкой» для струй, возникающих внутри потока ААДВ, что привело к дальнейшему углублению каналов и постепенному изменению их конфигурации. Сила Кориолиса в Южном полушарии отклоняет поток влево по ходу движения, прижимая его борту канала. В результате увеличения скорости потока за счет возрастания уклона поверхности, вдоль которой движется поток, и смещения ядра потока влево возникает разность скоростей течения у левого и правого бортов канала. За счет экмановского транспорта взвешенный материал, переносимый течением, перемещается в латеральном направлении направо по ходу потока [10]. Легко переваливая через борт канала из-за небольшой разницы по плотности с окружающей водой, взвесь осаждается по мере удаления от оси потока и уменьшения его скорости [11]. В результате на левом борту канала доминируют процессы эрозии, а на правом – аккумуляции осадочного материала и формирования контуритового дрефта. Данная схема хорошо согласуется с представленной в работе [1]. В настоящее время четкой закономерности между направлением силы Кориолиса и формированием контуристов дрефтов не установлено [1]. В рассматриваемом случае вследствие небольшой глубины каналов дрефты формируются по обе стороны от них, а малая ширина отдельных каналов способствует возникновению эрозии на обоих бортах.

Значительная разница скоростей течений к югу и северу от горы Сан-Томе выражается в геометрии осадочных тел на сейсмопрофилях. Согласно матрице соответствия скоростей придонных течений и образованных под их влиянием аккумулятивных и эрозионных форм [5] скорости течений к северу от горы значительно выше, чем на юге. Поэтому на юге возможно только отложение осадочного материала, в то время как у подножия северного склона горы имеют место аккумуляция и эрозия.

Резкая смена преобладающего генетического типа отложений в колонках возможно связана с уменьшением количества поступающего с

континентального склона и подводных гор грубозернистого осадочного материала, приносимого гравитационными потоками. Вариации интенсивности гравитационных потоков в данном районе в свою очередь связываются с ледниково-межледниковыми циклами. Линзы и тонкие прослои песка в колонках являются результатом переотложения материала, принесенного гравитационными потоками, под действием придонных течений.

Формирование контуритов в районе исследования происходило под действием придонного течения ААДВ. Гравитационные потоки эпизодически вносили в накопление глинистых контуритов более грубый материал. Гора Сан-Томе является источником осадочного материала, транспортируемого к подножью гравитационными потоками, а также фактором, обуславливающим увеличение скоростей придонных течений и возникновение локальных вихрей, таким образом, играя важную роль в образовании эрозионно-аккумулятивной гравитит-контуритовой системы на подножье северного склона.

*Работа поддержана грантом РФФИ 11-05-01000.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stow D.A.V., Hunter S., Wilkinson D., Hernandez-Molina F.J. The nature of contourite deposition // *Developments in Sedimentology*. 2008. V. 60. P. 143–156.
2. Faugetes J.C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A. Seismic features diagnostic of contourite drifts // *Marine Geology*. 1999. V. 162. P. 1–38.
3. Hernandez-Molina F. J., Paterlini M., Violante R. Contourite depositional system on the Argentine Slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses // *Geology*. 2009. V. 37. № 6. P. 507–510.
4. Viana A.R., Almedia W.J.R., Nunes M.C.V. et al. The economic importance of contourites // *Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits* / Viana A.R. & Rebesco M. (eds). Geological Society, London, Special Publications. 2007. V. 276. P. 1–24.
5. Stow D.A.V., Hernandez-Molina F.J., Llave E. et al. Bedform-velocity matrix: the estimation of bottom current velocity from bedform observations // *Geology*. 2009. V. 37. № 4. P. 327–330.
6. Мурдмаа И.О., Левченко О.В., Маринова Ю.Г. О четвертичных сейсмофациях континентального подножия Атлантического океана // *Литология и полезные ископаемые*. 2012. №5. С. 427–450.
7. Lima A.F., Faugetes J.C., Hercynian M. // *Mar. Geol.* 2009. V. 266. P. 18–41.
8. Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др. Эрозионно-аккумулятивная дельность придонных течений на подножии континентального склона Бразилии // *Доклады Академии наук*. 2013. Т. 452. № 3. С. 329–332.
9. Murdmaa, I. O., Borisov D.G., Ivanova et al. Very high resolution seismic profiling at the Brazil Margin // *Eos Trans. AGU*. 2012. V. 93 (25). P. 233–234.
10. De Madron D., Weatherly. Circulation, transport and bottom boundary layers of the deep currents in the Brazil Basin // *Jorn. Marine Research*. 1994. V. 52. P. 583–638.

11. Shanmugam G., Spalding T.D., Rofheart D.H. Process sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottom-current reworked sands (sandy contourites): An example from the Gulf of Mexico // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1993. V. 77. P. 1241–1259.

Erosional channels and sediment drifts revealed on the Brazil continental rise during the 33<sup>rd</sup>, 35<sup>th</sup>, 37<sup>th</sup> cruises of the RV “Akademik Ioffe” are suggested to be formed by the contour current of the Antarctic Bottom Water. Gravity flows from the continental slope and the Sao Tome seamount episodically delivered coarser sediment material into clay contourites. The observed drifts and channel are considered to be involved in the erosion-depositional gravitite-contourite mixed system. The Sao Tome seamount plays an important role in the system formation.

**Брусиловский Ю.В.<sup>1</sup>, Баранов Б.В.<sup>1</sup>, Бабаянц П.С.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, <sup>2</sup>ЗАО ГНПП “Аэрогеофизика”)

**Анализ магнитного поля фронтальной области  
центральной части Курильской островной дуги**

**Brusilovskiy Yu.V.<sup>1</sup>, Baranov B.V.<sup>1</sup>, Babaaynts P.F.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia, <sup>2</sup>CJSC SSPE “Aerogeophysics”)

**Analysis of the magnetic field of the frontal region of the  
Central part of the Kurile island arc**

По результатам анализа магнитного поля была выделена и о контурена область отрицательной полярности, приуроченная к погруженной части хребта Витязя и соответствующая области растяжения и деструкции коры. Наличие области отрицательной полярности магнитного поля, результаты решения обратной задачи в формате 2.5 D и расчёт эффективной намагниченности дают основание полагать, что растяжение и деструкция коры сопровождалась внедрением магматического материала в эпоху преимущественно обратной магнитной полярности.

Петрохимические данные и возраст вулканических пород, драгированных в 37-м и 41-м рейсах НИС “Академик Лаврентьев” дали основание выделить несколько возрастных комплексов, а именно: палеоценовый, эоценовый, позднеолигоценовый, среднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый [1]. Среди этих комплексов для определения возраста области отрицательной полярности магнитного поля наибольший интерес представляют породы позднеолигоценового комплекса. Они были драгированы с хребта Витязя в области отрицательной полярности магнитного поля и представлены лавами и туфолавами андезитов и риолитов, а также их вулканокластическими аналогами. Возраст пород, определенный К-Аг методом, составляет  $27.5 \pm 1.6$  млн. лет, Возраст этих пород позднеолигоценового комплекса, может служить косвенной датировкой времени формирования всей области отрицательной магнитной полярности, образовавшейся в эпоху преимущественно обратной полярности на границе позднего олигоцена-раннего миоцена (24.32–25.75 млн лет) [2].

Локальные аномалии положительной намагниченности, наблюдаемые в пределах области отрицательной магнитной полярности, могут быть объяснены наложенным вулканизмом, связанным с более поздним этапом магматизма, произошедшим в эпоху преимущественно положительной магнитной полярности и вероятно, обусловлены наличием среднемиоценовых и плиоцен-плейстоценовых вулканитов, перекрывающих позднееолигоценовый комплекс.

Олигоцен-миоцен является примечательным этапом в формировании

структур Курильской островодужной системы, которая включает в себя желоб, вулканическую дугу и задуговую Курильскую котловину. Так, начало островодужного вулканизма в пределах Курильской дуги приходится на конец олигоцена – начало миоцена [3]. Прямые доказательства о возрасте Курильской котловины отсутствуют, однако на основании наблюдаемых значений теплового потока, глубины до ее фундамента и сейсмостратиграфии предполагается, что она была сформирована в раннем олигоцене-позднем миоцене (32–15 млн. лет) [4–6].

На основании характера магнитного поля и датировки коренных пород мы предполагаем, что зона растяжения во фронтальной части дуги была сформирована в позднем олигоцене.

Таким образом, есть все основания полагать, что начало раскрытия Курильской котловины, формирования вулканической дуги и образования зоны растяжения и деструкции коры во фронтальной части дуги произошло примерно в одно и тоже время.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №11-05-00280*

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Леликов, Е.П., Емельянова Т.А. Геология и вулканизм подводного хребта Витязя на Тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Океанология. 2011. Т. 51. № 2 С. 329–343.
2. Харленд У.Б, Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985.
3. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
4. Харахинов В.В. Тектоника и история развития осадочных бассейнов. // Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотского региона, М.: РАН, 1996. С. 256–305.
5. Kimura G., Tamaki K. Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Seas // Tectonics. 1986. V. 5 (3). P. 386–401.
6. Hayashi T. The Study of Thermal Structure and Tectonic History of the Derugin Basin, Sea of Okhotsk. Master's Thesis, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1997. 135 p.

Area of negative polarity was distinguished and contoured on base of magnetic field analysis. This area is confined to subsided part of the Vityaz Ridge and corresponds to area of crust extension and destruction. Inverse problem solutions lead to conclusion that extension and destruction of the crust was accompanied by intrusion of magmatic matter during inversed polarity epoch. Presence of local positive magnetization anomalies in this area may be explained by superimposed volcanic activity associated with subsequent stage of magmatism related to positive polarity epoch. Basing on magnetic field character and bedrock dating we suppose that extension zone in the fore-arc area was formed in Late Oligocene. This period approximately corresponds to the beginning of Kurile Basin opening and volcanic arc forming.

**Булычев А.А.<sup>1</sup>, Гилод Л.А.<sup>1</sup>, Дубинин Е.П.<sup>2</sup>**

(Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г. Москва:

<sup>1</sup>Геологический факультет, e-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru,

[gilod\\_dolores@mail.ru](mailto:gilod_dolores@mail.ru); <sup>2</sup>Музей земледования, e-mail: [edubinin08@rambler.ru](mailto:edubinin08@rambler.ru) )

## **Структурное районирование литосферы восточной части Индийского океана на основе анализа потенциальных полей**

**Bulychev A.A.<sup>1</sup>, Gilod L.A.<sup>1</sup>, Dubinin E.P.<sup>2</sup>**

(Lomonosov Moscow State University: <sup>1</sup>Faculty of Geology; <sup>2</sup>Museum of Earth Science)

## **Structural zoning of the lithosphere of the eastern Indian Ocean based on the analysis of potential fields**

Для восточной части Индийского океана проведен качественный анализ аномальных геофизических полей и их трансформант с целью выявления разноглубинных плотностных неоднородностей в коре и подкоровой мантии, установления участков коры с различными характеристиками аномального магнитного поля и построения схемы структурного районирования. Такой анализ играет важную роль при исследовании строения и эволюции тектоносферы, особенно в удаленных регионах (акваториях) с фрагментарным покрытием данными других геофизических методов.

В качестве основного фактического материала авторами были использованы аномалии силы тяжести в редукции Буге, рассчитанные с учетом сферичности Земли при плотности промежуточного слоя  $2.67 \text{ г/см}^3$  по градам аномалий силы тяжести в свободном воздухе [1] и батиметрическому гриду [2] с густотой сети  $15' \times 15'$ ; модель аномального магнитного поля EMAG2 [3].

Структурный анализ потенциальных полей включает разложение поля на низко-, средне- и высоко частотные компоненты; качественный анализ аномальных и морфологических особенностей выделенных компонент; их глубинную привязку; установление взаимосвязи выделенных компонент между собой и создание структурных схем гравитационного и магнитного полей; сопоставление с имеющимися данными по батиметрии и возрасту океанического дна и другим геофизическим методам, в частности с данными сейсмотомографии; согласование выявленных структурных особенностей полей с основными особенностями тектонического строения региона. По результатам структурного анализа гравитационного и аномального магнитного полей была построена схема районирования восточной части Индийского океана, структурные элементы которой охарактеризованы с точки зрения аномальных потенциальных полей (рис. 1).

1. Области интенсивных положительных аномалий силы тяжести Буге (более 300 мГал) приходится на глубины океанического дна более 5 км. К

ним относятся океанические котловины, расположенные по обе стороны от Восточного Индийского хребта, и котловина Крозе, имеющие относительно более древний (меловой) возраст коры и более мощную литосферу, чем кора и литосфера Восточного Индийского хребта. Области положительных значений поля меньшей интенсивности (250–300 мГал) приходится на океаническое дно с глубинами 4–5 км. К ним относятся фланги ЮВИХ с возрастом от 40 до 80 млн. лет. Области океанического дна с глубинами менее 3 км (области хребтов и плато) соответствуют аномальным областям пониженного положительного, или относительно отрицательного, гравитационного поля (менее 250 мГал). Контуры областей, выделенных по топографической карте и гравитационному полю (аномалии Буге), хорошо коррелируют – с увеличением глубины дна увеличивается уровень положительных аномалий гравитационного поля.

2. Зоны Центральной Индийской котловины и котловины Крозе с примыкающей к ней на юге областью котловины Эндерби имеют сходные характеристики гравитационного и магнитного аномального полей. Характер разделения зон на области в основном аналогичен в обеих зонах, что свидетельствует о возможно сходной истории их развития.

3. Восточный Индийский бассейн, расположенный к востоку от Восточного Индийского хребта, отличается сложным сочетанием геометрических особенностей морфологии и аномального характера полей низко-, средне- и высокочастотных компонент гравитационного поля, которое лежит в основе разделения этой зоны на области и подобласти. В низкочастотной компоненте присутствует градиентное уменьшение значений поля от центральной части зоны в меридиональном направлении на запад в сторону ВИХ, в северо-восточном направлении в сторону Зондского архипелага и в восточном направлении в сторону Австралии. Характер поля средне- и высокочастотной компоненты вдоль границ зоны резко отличен. В поле среднечастотной компоненты вдоль границ зоны проходит широкая (от 500 до приблизительно 800 км) полоса преимущественно положительных локальных аномалий разной интенсивности. Вдоль северо-восточной границы (с Зондским архипелагом) – это чередование полос интенсивных положительных и отрицательных аномалий; вдоль западной границы (с ВИХ) – полоса слабоположительных локальных аномалий; вдоль восточной границы (с Австралией) – чередование интенсивных локальных положительных и отрицательных аномалий, ортогонально или параллельно направленных относительно генерального направления границы. На юго-востоке зоны вдоль границы с котловиной Перт – чередование интенсивной отрицательной и менее интенсивных положительных аномалий северо-восточного направления. Такая разная аномальная и морфологическая выраженность границ Восточного Индийского бассейна в целом может быть связана с разными режимами напряжения на этих границах, обусловившими тектонический

тип границы – субдукционный режим вдоль Зондского архипелага, коллизионный режим сжатия вдоль северо-западной окраины Австралии, внутриплитные деформации вдоль ВИХ и в примыкающих котловинах, режим растяжения вдоль северо-западной границы котловины Перт.

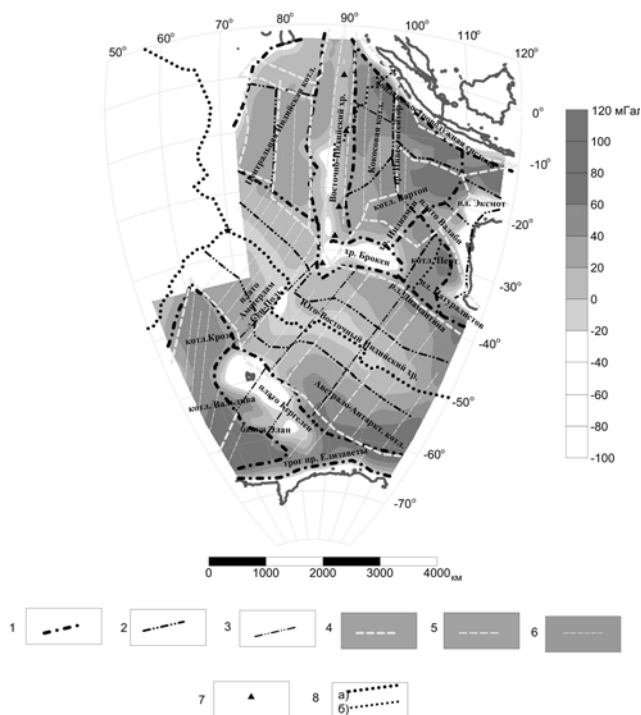


Рисунок. Структурная схема гравитационного и магнитного полей (наложена на среднечастотную компоненту гравитационного поля).

1 – границы аномальных зон, выделенные по низкочастотной компоненте гравитационного поля; 2 – границы аномальных областей, выделенные по среднечастотной компоненте гравитационного поля; 3 – границы аномальных подобластей, выделенные по высокочастотной компоненте гравитационного поля; 4 – границы аномальных областей с магнитными линияментами поля одного простираения; 5 – границы аномальных подобластей с различной интенсивностью линейных локальных магнитных аномалий; 6 – линии смещения осей локальных магнитных аномалий (трансформные зоны); 7 – границы сегментов Восточно-Индийского хребта, выделенные по средне- и высокочастотной компонентам гравитационного и аномального магнитного полей; 8 – оси срединговых хребтов: а – действующих, б – отмерших.

4. Восточный Индийский хребет делится на пять участков. В целом границы участков ВИХ, выделенные по гравитационному и магнитному

полям, совпадают. Но, если интенсивность локальных магнитных аномалий на каждом участке позволяет говорить о сравнительно одинаковой намагниченности и составе магматических пород, образующих хребет, то интенсивность локальных гравитационных аномалий свидетельствует о плотностных вариациях в коре, связанных, в первую очередь, с изменением ее мощности. Последнее обусловлено пространственно-временными вариациями в интенсивности проявления тектонических, магматических и метаморфических структурообразующих процессов по мере развития хребта.

5. Юго-Восточный Индийский хребет по структуре гравитационного поля делится вкрест простирания хребта на области: центральную – относительно пониженных и отрицательных значений поля (менее 200 мГал) и фланговые области (с возрастом коры более 40 млн. лет) повышенных значений поля (250–300 мГал). Кроме зональности вкрест хребта отмечается зональность вдоль простирания хребта, контролируемая трансформными разломами. Выделяется северо-западная область с пониженными значениями поля на флангах и достаточно интенсивными отрицательными значениями в осевой (до 10–20 млн. лет) части хребта и три области в направлении на юго-восток вдоль хребта, где имеются небольшие различия в интенсивности локальных аномалий, но отмечаются четкие морфологические различия. Магнитное поле поддерживает эту зональность, но в здесь зональность более ярко выражена в направлении, поперечном простиранию хребта, контролируемом трансформными разломами.

6. Область плато Кергелен делится на несколько подобластей. Области, лежащие непосредственно за пределами плато, во многом отличаются от характера поля самого плато Кергелен, что связано с историей формирования плато и его строением. Само плато также неоднородно по характеру гравитационных и магнитных аномалий и может быть в первом приближении разделено на три части: северо-западную, наиболее приподнятую в топографическом отношении, среднюю, более погруженную, и погруженную юго-восточную. Такое разделение в топографическом плане подчеркивается интенсивностью региональных отрицательных аномалий силы тяжести – наибольшей в северо-западной части и наименьшей в юго-восточной части. Магнитные аномалии, преимущественно интенсивные положительные, имеют либо изометричную форму, либо слабовыраженное простирание (северо-западное и ортогональное ему). В юго-восточной части плато Кергелен простирание линейных магнитных аномалий меняется на близширотное (восток-северо-восточное). Интенсивность региональных гравитационных аномалий предполагает аномальную мощность коры на всех участках плато Кергелен, а характер магнитного поля совместно с высокочастотной компонентой гравитационного поля свидетельствует о разном типе коры и гетерогенном строении ее под выделяемыми в пределах плато Кергелен областями. Сложность идентификации типов коры на плато Кергелен по геофизическим данным обусловлена тем, что континентальная кора, по всей

видимости, сильно растянута и утонена (что приводит к увеличению эффективной плотности литосферы и увеличению значений аномалий Буге по сравнению с нормальной континентальной корой), в то время как сформированная на фундаменте океанической коры магматическая часть коры северо-западной части плато сильно утолщена за счет эффузивной компоненты и андеплейтинга в результате воздействия горячей точки (что приводит к уменьшению эффективной плотности литосферы). Разделение этих факторов на основе анализа гравитационного поля и его трансформант представляется очень важной и актуальной проблемой.

Таким образом, проведенное структурное районирование свидетельствует о ее сложном строении, представленном гетерогенными блоками, имеющих разный возраст, глубинное строение и историю развития. Границы блоков отмечаются высоко градиентными зонами и имеют четкую морфологическую выраженность. Они характеризуются как активные, так и палеограницы плит, а также области проявления интенсивных внутриплитных тектонических и магматических процессов, действующих в настоящее время или в геологическом прошлом.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00143-а).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Retracking ERS-1 Altimeter Waveforms for Optimal Gravity Field Recovery // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 163. P. 79–89.
2. Sandwell D.T., Smith W.H.F., Gille S. et al. Bathymetry from Space: Rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission // *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. 2006. V. 338. P. 1049–1062.
3. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (an electronic journal of the earth sciences). 2009. V. 10. № 8. (<http://www.geomag.org/models/emag2.html>)

The eastern part of the Indian Ocean is characterized by a complex tectonic structure and is represented by a tectonic structures of the different type, age and history of the formation. It is reflected in the complex structure of the anomalous magnetic and gravity fields, qualitative analysis of which plays an important role in the study of the structure and evolution of tectonosphere especially in remote areas (waters) covered with fragmentary data from other geophysical methods. According to the results of the structural analysis of the anomalous magnetic and gravitational fields has been constructed zoning scheme of the eastern Indian Ocean, where the structural elements are characterized in terms of the anomalous potential fields and represent tectonic structures of a different order, with their specific nature of not only the anomalous gravity and magnetic fields, but also the nature of the relationship between age, morphostructures and bottom topography.

**Валитов М.Г., Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г.,  
Колпашикова Т.Н.**

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

**Плотностные модели земной коры района Центральных  
Курил**

**Valitov M.G., Proshkina Z.N., Kulinich R.G.,  
Kolpashikova T.N.**

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

**The Earth's crust's density model of the Central Kuril area**

Плотностное моделирование земной коры выполнялось вдоль двух ортогональных сейсмических профилей, отработанных в предшествующие годы [1–3]. Цель такого моделирования состояла в получении комплексной сейсмо-плотностной модели земной коры центральной части Курильской островной дуги, где ранее была обнаружена поперечная наложенная структура рифтогенного характера, разрушившая на ограниченном участке структуры океанического склона Курил – подводный хребет Витязя и прогиб, отделяющий его от островной системы.

*Первый профиль* начинается на северной оконечности о. Уруп, протягивается вдоль приохотской части о-ва Симушир и Кетой и заканчивается в прибрежной части о. Расшуа. Плотностная модель, полученная вдоль указанного профиля, представлена на рис. 1. Модель

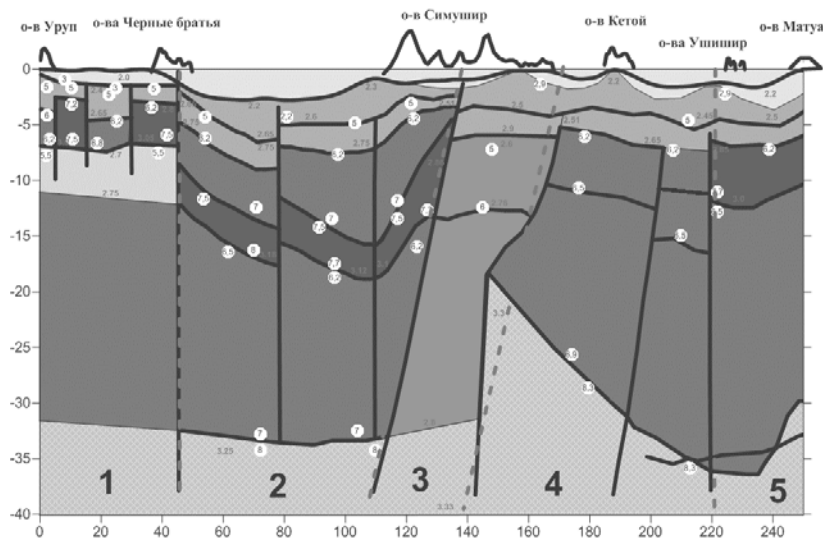


Рисунок 1. Плотностная модель вдоль профиля 1 (о. Уруп – о. Расшуа)

условно можно разделить на пять блоков, приуроченных к различным морфоструктурам и отличающихся глубинным строением.

Первый блок приурочен к шельфовой части островов Уруп и Черные Братья. Мощность земной коры здесь достигает 31–33 км, базальтовый слой мощностью 21 км имеет стандартные плотности 2.8–3.05 г/см<sup>3</sup>. Надбазальтовая толща состоит из относительно разуплотненного слоя мощностью 4 км (плотность 2.7–2.75 г/см<sup>3</sup>), который можно идентифицировать как метаморфизованный домезозойский фундамент, на котором залегают высокоплотные тела (2.8–3.05 г/см<sup>3</sup>) предположительно базитового состава. Массив этих тел, сильно расчлененный разломами, образует систему горстов и грабенов. Амплитуда вертикальных смещений достигает 2 км. Грабены заполнены консолидированными осадками (плотность 2.4–2.69 г/см<sup>3</sup>) предположительно мезозойского возраста, которые перекрываются кайнозойским осадочным чехлом (2.0–2.2 г/см<sup>3</sup>).

Второй блок пространственно приурочен к межостровной впадине о-ва Черные братья – о-в Симушир, располагающейся на продолжении трога пролива Буссоль. Граница Мохо залегает на глубине 32–33 км. Базальтовый слой с плотностью 2.8–3.05 г/см<sup>3</sup>, разбит разломами на ряд блоков с наклонной кровлей, за счет чего он изменяет свою мощность от 20 до 16 км. Выше залегают высокоплотные тела (3.0–3.18 г/см<sup>3</sup>), присутствующие и в разрезе первого блока. Примечательно, что в разрезе эти тела выдержаны по мощности (3–3.5 км) и по падению, за исключением северо-восточной части, где происходит резкий подъем высокоплотного слоя до глубины 5 км. Над ним, выше по разрезу, залегают также высокоплотные тела (2.8–2.95 г/см<sup>3</sup>), вероятно базитового состава, верхние кромки которых перекрыты, залегающими субгоризонтально, телами с плотностью 2.65–2.75 г/см<sup>3</sup>, которые можно отнести к домезозойскому фундаменту. В верхней части разреза развиты осадочные образования (2.2–2.4 г/см<sup>3</sup>) мощностью 2–3 км.

Третий блок, пространственно приуроченный к о-ву Симушир, имеет самое сложное строение. По сейсмическим данным здесь не удалось определить глубину залегания поверхности Мохо. В разрезе земной коры этого блока, на глубине 13 км зафиксирована нижняя скоростная граница (6 км/с), что соответствует плотности 2.76 г/см<sup>3</sup>. Для осуществления подбора, нами было введено низкоплотное, для таких глубин, тело с градиентным изменением плотности от 2.76 г/см<sup>3</sup> в верхней части, до 2.8 г/см<sup>3</sup> – в нижней. Нижняя кромка этого тела имеет отметку –32 км. В верхней части разреза залегает тело (мощность более 6 км) с плотностью 2.6–2.76 г/см<sup>3</sup>, которое можно отнести к комплексу домезозойского фундамента. Над ним – высокоплотное (2.9 г/см<sup>3</sup>) образование, возможно базитового состава, выделяемое в первых двух блоках. Развитый в верхней части разреза кайнозойский осадочный чехол (2.2–2.5 г/см<sup>3</sup>) имеет мощность 3 км.

Четвертый блок определен нами от северной оконечности о-ва Симушир до о-ва Ушишир. Это единственный блок в разрезе, где отсутствуют высокоплотные образования в верхней части разреза, а изменение плотности происходит градиентно, сверху вниз. Тем не менее, некоторые

черты аномального строения присутствуют и в нем. Так граница Мохо, в рассматриваемом блоке, резко возрастает, в сторону зоны разуплотнения третьего блока, от 36 км до 18 км (градиент 250 м на км). Мощность базальтового слоя ( $2.85\text{--}3.05 \text{ г/см}^3$ ) тоже сохраняет тенденцию к уменьшению в сторону зоны разуплотнения от 19 до 8 км. Кровля базальтового слоя разбита разломом с амплитудой сброса 3 км. Выше залегает тело, относимое нами к домезозойскому фундаменту ( $2.65\text{--}2.8 \text{ г/см}^3$ ). Плотность в нижней кромке опущенного блока достигает  $2.8 \text{ г/см}^3$ . Выше залегают маломощные (2 км) консолидированные мезозойские (?) осадки ( $2.51\text{--}2.65 \text{ г/см}^3$ ), перекрытые мощным (4 км) кайнозойским вулканогенно-осадочным ( $2.45\text{--}2.5 \text{ г/см}^3$ ) чехлом.

Пятый блок пространственно приурочен к межостровной впадине между о-вом Ушишир и о-вом Расшуа. Мощность земной коры здесь изменяется от 29 до 36 км. Мощность базальтового ( $2.85\text{--}3.05 \text{ г/см}^3$ ) слоя изменяется от 24 км до 19 км. Выше залегает высокоплотный слой ( $2.85\text{--}3.00 \text{ г/см}^3$ ), встречающийся в 1–3 блоках, мощностью 6 км. Этот слой перекрыт маломощными мезозойскими (?) осадками ( $2.51\text{--}2.65 \text{ г/см}^3$ ). В верхней части разреза развиты кайнозойские вулканогенно-осадочные ( $2.45\text{--}2.5 \text{ г/см}^3$ ) отложения.

Профиль 2, протяжением более 400 км, начинается в Курильской котловине Охотского моря, пересекает Курило-Камчатскую островную дугу и глубоководный желоб в районе о-ва Симушир и заканчивается в котловине Тихого океана (рис. 2).

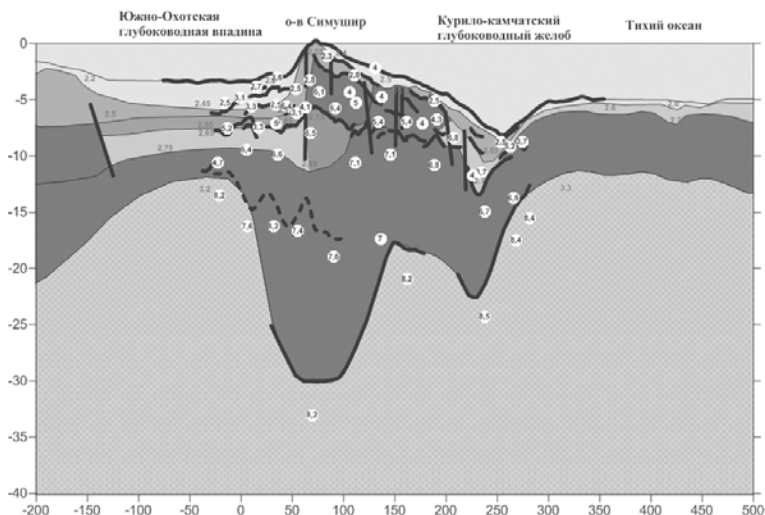


Рисунок 2. Плотностная модель вдоль профиля Охотское море – о. Симушир – Тихий океан

Мощность земной коры Курильской котловины не превышает 12 км. Она состоит из трех субгоризонтально залегающих слоев: базальтового (мощность 4–4.5 км, плотность 2.75–3.05 г/см<sup>3</sup>), вулканогенно-осадочного, или переходного (мощность до 2.5 км, плотность 2.5–2.7 г/см<sup>3</sup>) и осадочного (мощность 2.5–3 км, плотность 2.2–2.45 г/см<sup>3</sup>). В районе островной дуги строение земной коры значительно усложняется. Мощность земной коры начинает резко возрастать, достигая максимума в 30 км под о-вом Симушир, Здесь же наблюдается подъем кровли базальтового слоя до глубины 5 км, увеличивая тем самым мощность базальтового слоя до 25 км, с плотностями от 3.15 г/см<sup>3</sup> в подошве, до 2.75 г/см<sup>3</sup> в кровле. Стоит отметить, что на сейсмическом разрезе, в нижней его части, выделяется граница (показана пунктиром), совпадающая под котловиной, с подошвой базальтового слоя и имеющая «мантийные» скорости ниже неё и «осадочные» над ней. Более того, эта граница не претерпевает погружения при приближении к островной дуге, при смене типов коры, что делает невозможным (придерживаясь принципа закреплённости сейсмических границ) использовать эту границу в плотностной модели.

В верхней части разреза наблюдается, за счет выклинивания осадочного слоя, увеличение мощности переходного слоя, распространение которого на юго-запад (под островную дугу) ограничивается «фундаментом» островной дуги с плотностью 2.55–2.8 г/см<sup>3</sup>, состоящим, по результатам моделирования из пород среднего и основного состава.

Под тихоокеанским склоном Курильских островов мощность земной коры интенсивно сокращается, достигая минимального значения в 17 км на отметке профиля «150 км», после чего наблюдается плавное увеличение мощности земной коры при приближении к глубоководному желобу. На этом участке происходит уменьшение мощности базальтового слоя (плотность 3.05–3.15 г/см<sup>3</sup>) с 10 до 6 км. В верхней части разреза разломная зона ограничивает распространение фундамента в желоб, его место занимают осадочный и вулканогенно-осадочный слои.

Под Курило-Камчатским желобом глубина залегания поверхности Мохо составляет 22 км, мощность базальтового слоя 9 км, вулканогенно-осадочного – 6 км. Следует отметить, что батиметрическая ось желоба не совпадает с максимальными отметками прогибания базальтового слоя и смещена в сторону океана на 20–25 км. Под океаническим бортом желоба происходит подъем границы Мохо до 12 км, мощность базальтового слоя 6 км, суммарная мощность осадочного и переходного слоев не превышает 1 км – разрез приобретает типичные характеристики разреза океанической коры [4].

Анализируя результаты моделирования можно сделать вывод, что рассмотренные выше плотностные модели земной коры достаточно отчетливо показали характерные особенности строения центральной части Курило-Камчатской островной дуги.

Исследуемая площадь за время своего геологического развития подверглась интенсивной тектономагматической деструкции [2, 5, 6]. На профиле № 1 (Уруп – Расшуа) наглядно представлена блоковая раздробленность этого района дуги. В большей мере подвергся деструкции третий блок рассматриваемого профиля (рис. 1). Здесь значительная переработка корового вещества сопровождается резким подъемом границы Мохо. В результате тектонических процессов верхняя часть коры оказалась насыщенной высокоплотными телами, что привело к дополнительному росту тектонических напряжений в этом активном районе, что проявилось, только за последнее десятилетие, в четырех крупных и двух катастрофических землетрясениях [1, 6, 7]. На профиле № 2 (Охотское море – о. Симушир – Тихий океан), пересекающем профиль № 1 в районе третьего блока, эта зона отмечена разрушением фундамента островной дуги и замещением последнего низкоплотным вулканогенно-осадочным слоем (рис. 1).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Злобин Т. К., Левин Б. В., Полец А. Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ( $M = 8.3$ ) и 13 января 2007 г. ( $M = 8.1$ ) и глубинного строения земной коры Центральных Курил // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 111–115
2. Злобин Т.К., Костюкевич А.С., Злобина Л.М. Структура земной коры Средних Курил по данным сейсмического моделирования // Тихоокеанская геология. 1998. № 2. С. 115–121.
3. Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги // Доклады АН СССР. Т. 293. № 2. 1987. С. 185–188.
4. Белоусов В.И., Павленкова И.М. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3–14.
5. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно-геологической характеристике "сейсмической брешы" в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 5–19.
6. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Центральные Курилы: геофизические поля, блоковая структура и Симуширские землетрясения // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: материалы Всерос. конф. с междунар. участием, Владивосток, 20–23 сент. 2011. Владивосток, 2011. С. 416.
7. <http://neic.usgs.gov>.

The density Earth crust's models along the seismic profiles are presented. Showing the tectonic position and structure characteristics of the central part of the Kuril-Kamchatka Island arc.

## **Гаврилов А.А.**

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

### **Геоморфологическая индикация плюмов и других очаговых систем на дне Тихого океана**

## **Gavrilov A.A.**

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

### **Geomorphologic indication of plums and other focal systems of the Pacific Ocean bottom**

Повышение эффективности исследований фундаментальной проблемы взаимодействия мантии и земной коры приводит к необходимости связать воедино представления и материалы о плюмовой тектонике с идеями о существовании планетарной, региональных и локальных систем *структур* и *морфоструктур* центрального типа (СЦТ и МЦТ) как проекций центров эндогенной активности недр, а также с воззрениями об определяющей роли процессов магматизма и очагового текто- и морфогенеза в геологической эволюции нашей планеты. В качестве геологических признаков мантийных плюмов А.Ф. Грачев [1] предлагает рассматривать: 1) сводовые поднятия радиусом до 1000 км, 2) структуры тройных сочленений разломов и рифтов, 3) базальтовый магматизм трещинного типа, 4) высокий тепловой поток, 5) увеличенные мощности земной коры, 6) специфические геохимические и изотопные характеристики магматических пород и др. Очевидно, что применение геоморфологических методов и всей совокупности приемов и признаков, разработанных при изучении МЦТ континентальной и островной суши, существенно увеличивает информационную основу индикации и идентификации инъективных дислокаций различных глубин заложения на дне акваторий. Целесообразно использование, например, данных о радиально-концентрической зональности поля высот и организации орографических элементов рельефа дна, о наличии упорядоченной внутренней схемы размещения вулканических форм, морфологической, минерагенической асимметрии МЦТ [2] и др. Некоторые предварительные результаты таких исследований содержат публикации [2–4 и др.], однако это только начало большой работы.

Термодинамические особенности эволюции магмогенерирующих центров определяют предлагаемые синергетикой процессы самоорганизации сложных систем при диссипации энергии в геологической среде. В процессе эволюции глубинные энергетические центры и потоки тепло-массопереноса при взаимодействии со слоистой геологической средой формируют не только каркасную сеть радиально-концентрических разломов, но и ярусную систему сателлитных магматических центров, которые локализуются в узлах пересечений радиальных и дуговых

конических разломов с границами геолого-геофизических разделов [3], где происходит скачкообразное изменение литостатического давления. При этом образуется три **универсальных** типа инфраструктур СЦТ: ядерный бессателлитный, ядерно-сателлитный и безъядерно-сателлитный [2]. Проведенные исследования показали, что они проявлены у всех известных генотипов и рангов МЦТ. Это свидетельствует о наличии подобия схем их внутреннего строения или структурной гомологии очаговых систем, что подтверждается сходством формул симметрии объектов.

Полученные о данные о закономерностях внутренней организации СЦТ позволили сформулировать положение об общей **гомологии** очаговых систем: **все инъективные дислокации в геологической среде, независимо от механизмов формирования, глубины заложения, параметрических характеристик, возраста и генетического типа, в ходе своего развития стремятся к образованию гомологичных форм и инфраструктур с симметрией центрального типа.** В основе **инвариантности** развития СЦТ, МЦТ лежит следующий ряд факторов: 1 – наличие энерго-, газо-, флюидо- или магомгенерирующих центров, очагов; 2 – слоистое строение недр; 3 – наличие термодинамически обусловленных общих механизмов формирования различных инъективных дислокаций и очаговых систем; 4 – общность фазовых состояний, форм, способов и условий миграции эндогенного материала при процессах тепло-массопереноса в геологической среде. Из этого положения следует, что модели локальных очаговых структур, разработанные на основе репрезентативных геоморфологических и геолого-геофизических данных, принципиально применимы для объяснения механизмов формирования и развития мантийных диапиров, плюмов, представляющих собой глубинные инъективные дислокации. Наличие гомологии между планетарными, региональными и локальными МЦТ служит важным признаком достоверности выделения мегаобъектов.

В противовес этим представлениям, выделяемые геологами проекции плюмов в пределах дна Тихого океана зачастую имеют форму далекую от фигур центрального типа. Например, в работе [5] в виде индикатора проявления на поверхности гигантского суперплюма рассматривается поднятие Дарвина, расположенное в центре Тихого океана и имеющее форму неправильного треугольника. Длина одной из его сторон приближается к 10 тыс. км, две другие составляют 5 и 7 тыс. км соответственно. Ряд исследователей [6] соотносит проекцию Южно-Тихоокеанского суперплюма с Восточно-Тихоокеанским поднятием (длина 7600 км, ширина 850 км). Представляется, что применение апробированных на суше методик выявления мега-МЦТ приводит к выявлению более достоверной системы плюмов дна Тихого океана.

В ядре выделенной ранее Индо-Тихоокеанской планетарной кольцевой системы срединно-океанических и континентальных хребтов [7] выделяется

Западно-Тихоокеанский надплюмовый мегасвод ( $R = 3300\text{--}3800$  км), объединяющий наиболее крупные архипелаги островов, подводные хребты и области поднятий дна западной и центральной Пацифики, включая поднятие Дарвина. В ядре этого мегасвода распространены наиболее древние юрско-раннемеловые вулканические комплексы, что свидетельствует о большем денудационном срезе его центральных частей и центробежных тенденциях проявления базитового магматизма. В качестве надплюмовых мегасводов меньшего ранга на дне океана можно рассматривать несколько основных поднятий: Панамо-Галапагосское ( $R = 1500\text{--}1700$  км), Восточно-Тихоокеанское ( $R = 2500$  км), Туамоту ( $R = 1500$  км), Фиджийское ( $R = 1100$  км), Маршаллово ( $R = 1500$  км), Молукское ( $R = 850$  км), Каролинское ( $R = 1100$  км), Лайн ( $R = 1000$  км), Императорско-Гавайское ( $R = 1800$  км). Очевидно, что все рассматриваемые мега-МЦТ – реконструкции позднемезозойских сооружений, которые претерпели существенную деструкцию и опускание. Это обусловлено активизацией рифтогенных процессов и явлений мантийного диапиризма в условиях доминирования процессов растяжения и масштабного проявления базитового магматизма на дне Тихого океана в среднем и позднем кайнозое. Цепи островов в пределах сводов представляют собой верхние части подводных хребтов, которые образованы рядами современных или реликтовых (гайоты) вулканических построек. В своем развитии они опираются на радиальные, дуговые (конформные сводам) или сквозные мамоконтролирующие разломы.

Панамо-Галапагосская мега-МЦТ включает Галапагос, Кокос и другие острова. К ее центральной части приурочен узел пересечения радиальных подводных хребтов Колон, Кокосовый, Карнеги, Мальпело. Восточно-Тихоокеанский мегасвод объединяет разрозненные группы островов Сан-Феликс, Хуан-Фернандес и других, образуя узел сочленения таких крупных подводных хребтов, как Сала и Гомес, Чилийский, Восточно-Тихоокеанский, Роггевен. Несколько субпараллельных цепей островов (Маркизские, Туамоту, Общества, Тубуан) и подводных хребтов формируют морфотектонический каркас свода Туамоту. Сложное строение имеет Фиджийское мегасводное поднятие, в центральной части которого расположен одноименный изометричный архипелаг, а желоб Тонга играет роль сквозного линеамента, определяя резкую геологическую и морфологическую асимметрию западного и восточного диаметральных блоков этой морфоструктуры. Своеобразно строение мегасвода, на внешних концентрсах которого расположены Маршалловы (на севере) и Соломоновы (на юге) крупные архипелаги островов, а в центре расположена Меланезийская изометричная котловина. Принципиально сходные особенности строения отмечаются и для Молукского обращенного свода, в ядерной части которого находится кольцевая впадина моря Банда, а на периферии дуговые системы островов. Претерпел инверсионное развитие и

Каролинский мегасвод, в центральной части которого сформировались Западно- и Восточно-Каролинские округлые в плане впадины, морфология которых, вероятно, отражает как первичную центральную симметрию поднятия, так и активную рельефообразующую роль мантийных диапиров.

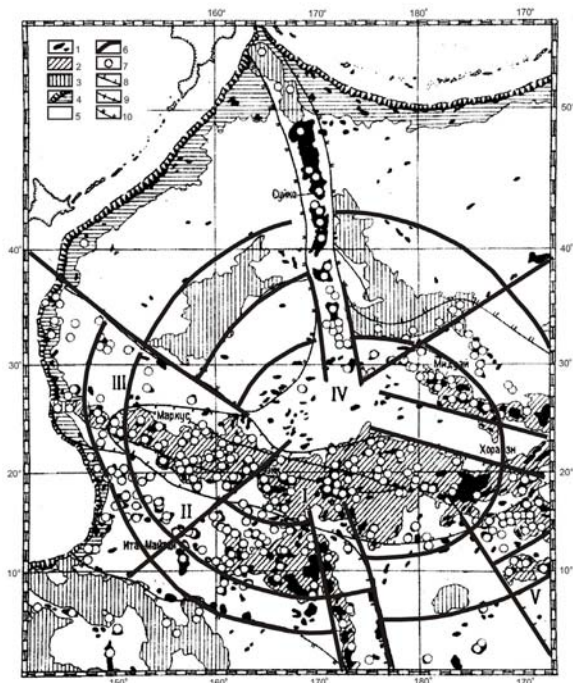


Рисунок. Схема размещения подводных гор и рудоносных гайотов в северо-западной части Тихого океана по [8]; с дополнениями и в интерпретации автора.

1 – подводные горы и хребты; 2 – валообразные поднятия в основании вулканических гор; 3 – элементы сводово-глыбовых поднятий; 4 – краевые валы и океанические склоны глубоководных желобов; 5 – океанические котловины; 6 – радиальные и дуговые линейменты Императорско-Гавайского надплюмового мегасвода; 7 – подводные горы и гайоты с батиметрическим положением не более 2000 м; 8 – границы рудоносных провинций: I – Срединно-Тихоокеанской, II – Восточно-Марианской, III – Огасавара-Гейш, IV – Императорско-Гавайской, V – Лайн; 9 – контур распространения фосфатизированных базальтов внутри ареала карбонатных и брекчиевых фосфоритов Срединно-Тихоокеанской провинции; 10 – области тектонического сгущения и практического отсутствия рудоносных гайотов.

Самое крупное поднятие на северо-западе Тихого океана связано с существованием Императорско-Гавайского мегасвода, к ядерной части которого приурочен узел сочленения трех подводных хребтов: Императорского, Картографов и Гавайского (рис.). В отличие от

выделенной ранее Северо-Тихоокеанской мега-МЦТ ( $R = 3400$  км) [3], рассматриваемый мегасвод отличается меньшими размерами, внешними ограничениями, положением геометрического центра. Выделяемое поднятие концентрирует основные вулканические сооружения региона, многие из которых содержат скопления железо-марганцевых конкреций, кобальт-марганцевые корки и фосфоритовую минерализацию (карбонатного и силикатного типов). Отчетливо выраженная различная продуктивность юго-западного и северо-восточного диаметральных блоков мегасвода иллюстрирует явление минерагенической асимметрии МЦТ.

Каждый из надплюмовых мегасводов необходимо оценивать как упорядоченное множество очаговых морфоструктур меньшего порядка. Представляется, что очаговые системы, связанные с глубинными центрами и каналами поступления разогретого магматического материала, газов, флюидов и гидротерм, могут служить наиболее адекватной тектонической основой для минерагенического районирования дна Тихого океана.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.
2. Gavrilov A. A. Ring morphostructures of the Pacific Ocean // Regularities of the Structure and Evolution of Geospheres –VII. Proceedings of VII International Interdiscip. Symposium and Intern. Geoscience Programme (IGCP-476). Vladivostok, 2005. P. 73–75.
3. Ежов Б.В., Никонова Р.И. Морфоструктура океанического дна Северо-Тихоокеанского региона с позиций очаговой геодинамики // Труды профес. Клуба. Вып. 8–9. Владивосток, 2003–2004. С. 54–64.
4. Кулаков А.А., Ермошин В.В., Ищенко А.А., Никонова Р.И. Новые данные о морфоструктуре юго-запада Тихого океана // Препр. ТИГ ДВО АН СССР. Владивосток, 1987. 60 с.
5. Викулин А.В., Мелекесцев И.В. Сейсмичность, вулканизм Тихого океана и вращение планеты // Българска Академия на Науките (Bulgarian Academy of Sciences) Българско Геофизично списание (Bulgarian Geophysical Journal). 1997. Т. XXIII. № 1. № 2. София. С. 62–68.
6. Maruyama S., Kumazawa M., Kawakami S. Towards a new paradigm of the Earth's dynamics // J. of the Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 1–3.
7. Gavrilov A.A. The large-scale ring structures of Earth (on data of tectonic geomorphology) // Fourth international conference in Geomorphology. Abstracts. Bologna, 1997. V. 1. P. 175.
8. Школьник Э.Л., Говоров И.Н., Хершберг Л.Б. и др. Рудные провинции западной и центральной частей Тихого океана - масштабы фосфатогенеза и кобальт-марганцевой минерализации // Тихоокеан. геология. Т. 15, № 6, 1996. С. 120–128.

The relics of mega-arches as paleoplum projections are revealed on geomorphological and geological data combination at the bottom of the Pacific Ocean. It is suggested to use information about underwater focal morphostructures of different sizes by minerageny zoning.

**Глазырин Е.А.**

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru)

**Модель строения подводного грязевого вулкана банки  
Темрюкской (Азовское море) по геофизическим данным  
Glazyrin E.A.**

(SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

**Model of an underwater mud volcano structure at Temrjuk  
bank (Azov Sea) according to geophysical data**

Подводный грязевой вулкан банки Темрюкской входит в грязевулканический ареал Керченско-Таманской региона. Расположен в акватории Темрюкского залива Азовского моря, к северо-востоку от станицы Пересыпь, в 4.5 км на север от берега. По разным авторам он носит название Казбек, Пересыпский, Темрюкский морской. По своей морфологии он отличается от типичных конусовидных своей линейной формой. На берег Темрюкского залива по простирацию эта структура изобатами трассируется на грязевой вулкан Синяя Балка, что находится между горой Тиздар и станицей Пересыпь.

Грязевой вулкан банки Темрюкской последний раз активно извергался в 2007 г., с образованием острова высотой до 1 м. В настоящее время на месте размытого острова по данным эхолотирования и гидролокации бокового обзора расположена основная подводная конусная постройка, переходящая к юго-западу в слабо выраженное и дугообразно изогнутое валообразное поднятие с осевым гребнем (рис. 1). Длина выраженного валообразного поднятия с расположенным на нем осевым гребнем составляет 2 км, ширина 900 м по изобате 10 м, превышение над дном около 4 м. К северо-востоку (мористее) поднятие тектонически обрезаются на изобате 11 м, а к юго-западу (к берегу) постепенно расширяется. Осовой гребень поднятия имеет ширину до 75–100 м с превышением до 2 м.

Средние углы наклона морского дна на основной площади структуры не превышают 1°, лишь в гребневой зоне они могут достигать 5–8°.

Собственно грязевулканическая постройка конусной формы расположена на северо-восточном окончании поднятия и имеет в плане округлую форму. Угол склонов постройки составляет в среднем 2–3°. Ее диаметр составляет от 390 (по изобате 8.5 м) до 510 м (по изобате 9 м), высота 5.5 м. Вершина постройки находится на глубине 2.5 м.

К востоку от основной конусной постройки расположены две паразитические постройки вытянутой формы высотой 2–3 м. Ширина их составляет 100–120 м при длине до 300 м. Вершины построек расположены на глубине 6–7 м (рис. 1).

По данным сейсмоакустического профилирования под конусной грязевулканической постройкой, а также паразитическими постройками

располагаются хорошо выраженные локальные субвертикальные участки потери сейсмоакустического сигнала за счет флюидизации разреза и нарушения его сплошности (рис. 2).

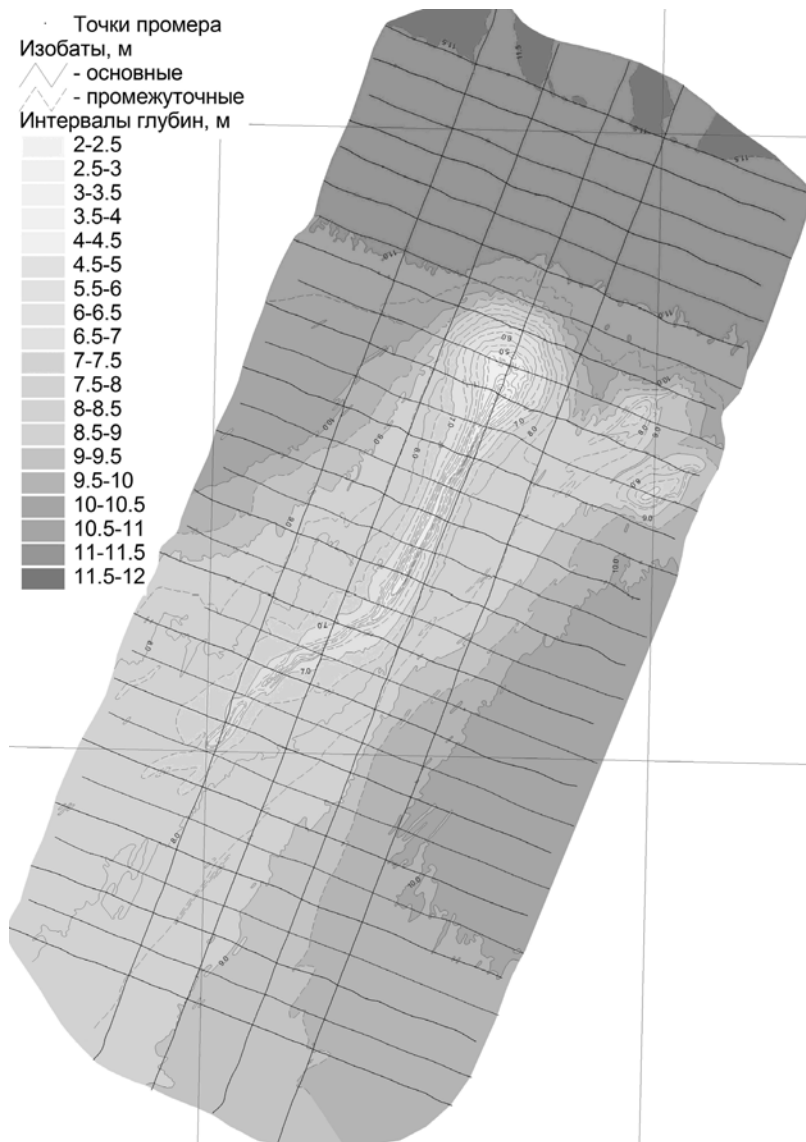


Рисунок 1. Батиметрическое выражение грязевого вулкана банки Темрюкской

Под осевым гребнем также устанавливается узкая зона потери сейсмоакустического сигнала за счет флюидизации разреза и нарушения его сплошности. Эта зона начинается от эпицентра конусной грязевулканической постройки и к юго-востоку по простиранию гребня постепенно вырождается.

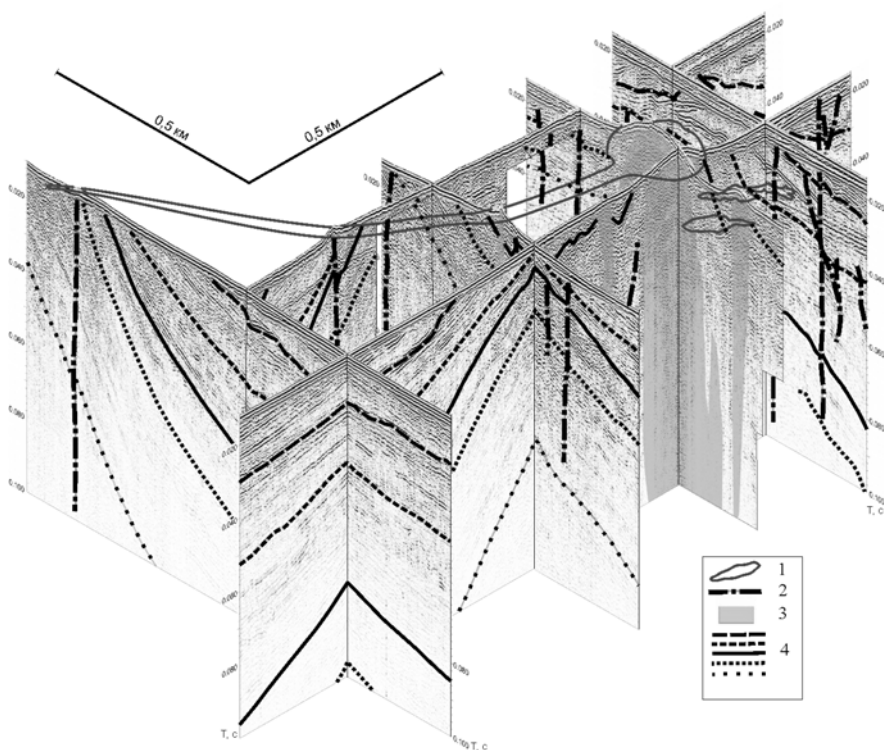


Рисунок 2. Блок-схема строения грязевого вулкана банки Темрюкской по данным сейсмоакустического профилирования (временные разрезы):

- 1 – контур грязевулканических аппаратов на морском дне; 2 – тектонические нарушения; 3 – зоны флюидизации; 4 – сейсмоакустические границы

Структура участка в пределах валообразного поднятия соответствует антиформно деформированной флекуре юго-восточного падения. Максимум деформации приходится на площадь конусной грязевулканической постройки, где может уже характеризоваться как локальная брахиантиклиналь. К северо-востоку брахиантиклиналь через систему нарушений резко переходит в моноклинальное залегание северо-восточного падения. На юго-запад по простиранию валообразного поднятия

флексура переходит в моноклинальное залегание пород юго-восточного падения.

В геологическом разрезе по данным сейсмоакустического профилирования выделяется несколько активных периодов грязевулканической деятельности с ростом структуры и антиформной деформаций разреза, прерываемые периодами размыва и нивелирования рельефа. Грязевулканические отложения на сейсмоакустическом разрезе характеризуются отсутствием слоистости, обладают повышенной мощностью и хаотической записью. В кровле они срезаются слоистой пачкой, накапливающейся в периоды между извержениями. По простиранию грязевулканические отложения сокращают свою мощность и фациально переходят в слоистые отложения. По данным опробования грязевулканические отложения представлены микститом, где в алевропелитовом матриксе заключено большое количество вынесенных с глубоких горизонтов обломков различного размера (до глыб) мергелей, известняков, доломитов, песчаников, алевролитов, нередко окремненных.

*Работы выполнены по государственным контрактам № 35/01/60-11 и 42/01/60-9.*

The carried out geophysical researches allow to give three-dimensional structure of an underwater mud volcano in area of Temrjuk bank. It is interpreted as antiformal and deformed flexure where some periods of activity and deformations in a cut are divided by the periods of abrasion.

**Городницкий А.М., Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В.,  
Шишкина Н.А., Попов К.В., Лукьянов С.В.**

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

**Проблемы и перспективы геомагнитного изучения  
арктических и дальневосточных морей России**

**Gorodnitskiy A.M., Ivanenko A.N., Brusilovskiy Yu.V.,  
Shishkina N.A., Popov K.V., Lukyanov S.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia)

**Problems and perspectives of the geomagnetic study of Arctic  
and Far East seas of Russia**

Геомагнитное изучение арктических и дальневосточных морей России ставит ряд новых задач по сравнению с геомагнитным изучением глубоководных океанических областей. Необходим принципиально новый подход как к технологии и методике геомагнитной съемки, так и интерпретации полученных результатов. Большая часть шельфовых и окраинных российских морей находится в высокоширотных областях, где действует искажающее влияние геомагнитных вариаций. Это требует замены обычной модульной съемки градиентной съемкой, результаты которой не зависят от магнитных вариаций. Более сложное в сравнении с океанической корой геологическое строение притопленных окраин континентов, определяющее интерференционную структуру аномальных полей, существенно затрудняет решение задач интерпретации. Необходимо создание новой оригинальной технологии обработки и интерпретации полученных материалов. Наконец, решение поисковых задач, связанных, прежде всего со структурным картированием слабо магнитных осадочных комплексов и поисками месторождений нефти и газа, требует выделения слабых, по большей части изометрических в плане, магнитных аномалий на фоне высокого уровня помех и разработки методики магнитного моделирования в варианте 3D.

Авторами настоящего доклада разработана новая технология геомагнитного изучения акваторий, базирующаяся на данных высокоточной градиентной морской магнитной съемки и новой оригинальной системе интерпретации с выделением слабых аномалий и магнитного моделирования в варианте 3D, а также накоплен практический опыт ее применения на акватории российских морей. Концепция основана на поэтапном итерационном решении обратных задач магнитометрии с привлечением новейших, в том числе оригинальных, технологий. Базовыми элементами поля для интерпретации выбраны редуцированная к полюсу аномалия модуля МПЗ и все ее градиенты, в том числе – модуль полного градиента поля – «аналитический сигнал». Локализация источников аномалий в пространстве выполняется, в первую очередь, с целью свести

нелинейную обратную задачу магнитометрии к линейной. Для простейших моделей источников аномалий их геометрические характеристики определяются устойчиво. Для разделения близко расположенных объектов используются высшие производные поля. Для определения горизонтального положения локальных объектов используются максимумы аналитического сигнала, а для протяженных – максимумы горизонтального градиента. Оценка глубин до верхних и нижних кромок ведется как стохастическим способом (по спектру поля), так и детерминистскими (например, алгоритм т.н. “эйлеровской деконволюции”). В силу того, что первый способ работает в частотной, а второй – в пространственной области, оба взаимно дополняют и контролируют друг друга. Также разработан новый оригинальный способ оценки геометрических параметров простых модельных источников по модулю аналитического сигнала аномалий.

Для изолированных аномалий осуществляется подбор простых моделей источников методом нелинейной оптимизации с целью настройки сканирующих алгоритмов и проверки геологических моделей. Морфологический анализ поля и его градиентов проводится с целью локализации в плане положения изолированных источников и границ протяженных, с последующим построением геолого-тектонических моделей. Пример «скелетонизации» границ источников по максимуму горизонтального градиента поля приведен на рис. 1. Возможно также разделение источников поля по глубине для всей изучаемой площади с помощью оптимального или полосового площадного фильтра и отдельный анализ для каждого выделенного яруса.

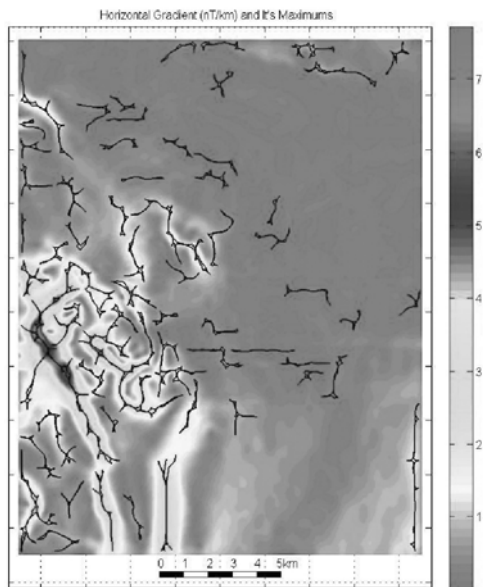


Рисунок 1. Пример скелетонизации бинарного изображения максимумов горизонтального градиента магнитной аномалии с целью выделения латеральных неоднородностей в магнитоактивном слое

Рассчитанные описанным выше способом положения верхних и нижних кромок магнитных объектов локализуют в пространстве область распределения аномальных магнитных масс. Для нахождения аномальной эффективной намагниченности, могут использоваться хорошо проработанные алгоритмы решения линейной обратной задачи. Мы Обычно для этой цели используется алгоритм Паркера-Хэстиса, который, однако, не дает изменчивости решения по глубине. Нами разработан оригинальный алгоритм IRWIN (Iterative ReWeighting INversion) в модификации для многослойных моделей (рис. 2).

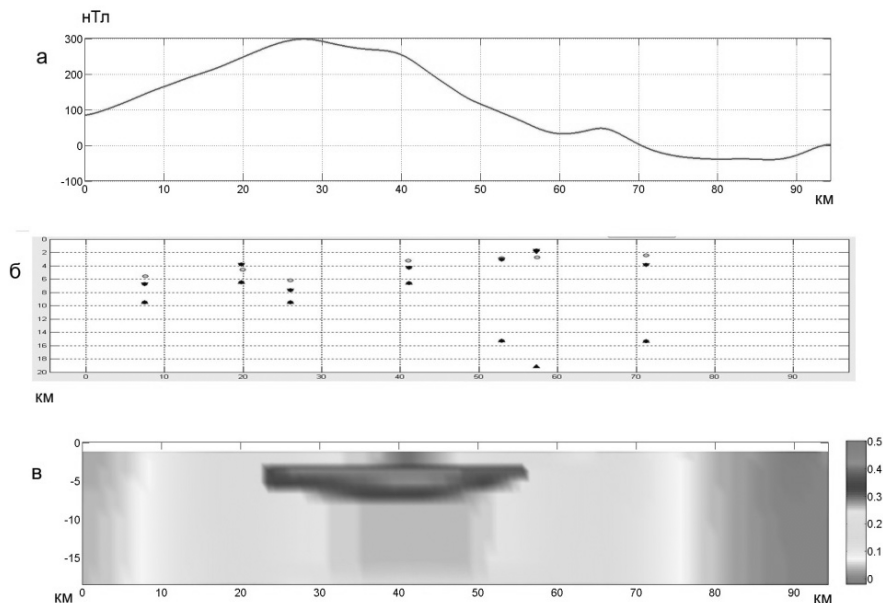


Рисунок 2. Иллюстрация работы алгоритма IRWIN (решение линейной обратной задачи для многослойной среды по профилю «Центральное – Ялама-Самур» (центральный Каспий): а – график интегрированного (свободного от геомагнитных вариаций) аномального магнитного поля; б – границы источников магнитных аномалий, выделенные 2D методом нелинейной инверсии аналитического сигнала; в – распределение аномальной намагниченности, рассчитанное по алгоритму IRWIN

Использование этого алгоритма не только обеспечивает построение компактных моделей источников поля, но и позволяет формализовать (в виде дополнительных уравнений-ограничений) имеющуюся априорную информацию. Полученные схемы распределения эффективной намагниченности позволяют перейти к обоснованным геолого-геофизическим

моделям источников наблюдаемых аномалий в формате 3D, что дает основу для трехмерного структурного картирования дна акваторий.

Новая технология была успешно использована нами для интерпретации результатов геомагнитных съемок на акваториях Баренцева, Охотского и Каспийского морей, а также прилегающей суши (Мезенский регион). Так в результате выполненных работ была получена трёхъярусная модель магнитоактивного слоя Мезенской синеклизы. Изучение и анализ магнитного поля центральной и южной частей Курильской островной дуги позволили существенно уточнить ее структурный план, а также границы зоны деструкции. Для снижения инвариантности решения обратной задачи с целью внешнего контроля расчетной эффективной намагниченности проводилось изучение петромагнитных свойств образцов донных пород и примыкающей суши. Такие работы выполнены, в частности, для хребта Пекульней (Чукотка).

По нашему мнению, применение разрабатываемой технологии магнитного моделирования для структурного картирования дна арктических и дальневосточных морей целесообразно разделить на два этапа. 1. Магнитное моделирование по данным аэромагнитных съемок арктических и дальневосточных морей России и структурное районирование и картирование с выявлением наиболее перспективных в отношении нефтегазоносности регионов. 2. Детальное магнитное моделирование на основе материалов высокоточных градиентных морских магнитных съемок, в том числе для решения конкретных поисковых задач.

Geomagnetic studying of the Arctic and Far East seas of Russia puts a number of new tasks in comparison with the same of deep-water oceanic areas. Essentially new technology and a technique of geomagnetic studying, and interpretation of those results is necessary.

In our opinion, for structural mapping of a bottom of the Arctic and Far East seas it is expedient to divide application of new technologies of magnetic investigation into two stages.

1. Interpretation of large scale aeromagnetic surveys of the Arctic and Far East seas of Russia with purpose of both structural mapping and estimating the most perspective for oil-and-gas deposits subareas. 2. Detailed magnetic modeling on the basis of high-precision gradiometer marine magnetic data for the solution of fine scale structural tasks and UXO's identification.

**Городницкий А.М., Шишкина Н.А.**

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

## **Магнитное поле океана вчера и сегодня**

**Gorodnitskiy A.M., Shishkina N.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia)

## **The magnetic field of the ocean yesterday and today**

Магнитное поле Земли является одним из основных источников информации о глубинном геологическом строении Земли и эволюции ее литосферы. Аномальное магнитное поле океана непосредственно связано с генезисом и тектоникой океанической литосферы. Автору настоящего доклада в 1962 году довелось принимать участие в одной из первых отечественных съемок магнитного поля в океане с датчиком, буксируемым за обычным судном. Установление линейно-полосчатой структуры аномального магнитного поля в океане и ее билатеральной симметрии по отношению к рифтовым зонам и срединным хребтам позволили Вайну и Мэтьюзу в 1963 г. выдвинуть смелую гипотезу о спрединге океанического дна, нашедшего отражение в линейно-полосчатой структуре аномалий в результате геомагнитных инверсий. Корреляция закартированной мировой системы линейных магнитных аномалий с инверсиями полярности по намагниченности базальтовых лав позволили Питмену, Хиртцлеру и их последователям построить палеомагнитную шкалу инверсий и магнитную геохронологическую шкалу, сначала до 80, а затем до 160 млн.лет. На основании общего решения уравнения теплопроводности была предложена формула, позволяющая пересчитывать возраст океанической литосферы в ее мощность. Это позволило нам на базе карты линейных магнитных аномалий впервые рассчитать карту мощности океанической литосферы, которая получила подтверждения независимыми данными сейсмологии. Использование теоремы Эйлера и формул сферической тригонометрии дало возможность рассчитать угловую скорость дрейфа литосферных плит по отношению к виртуальным полюсам и составить серию палеореконструкций океанов и континентов от среднего мезозоя до настоящего времени. Важным источником о движении плит, в частности Тихоокеанской, явились данные детальных съемок подводных палеовулканов и проведенное по этим данным магнитное моделирование. Изучение природы океанических магнитных аномалий по материалам петромагнитного изучения образцов, отобранных при бурении, драгировании или с ПОА, совместно с данными магнитного моделирования, позволило предложить и обосновать новую петромагнитную модель строения магнитоактивного слоя океанической литосферы, в которой существенную роль в качестве магнитного объекта играл серпентинитовый слой.

С целью повышения точности морских магнитных съемок за счет устранения искажающего влияния на результаты измерений геомагнитных вариаций, в геомагнитной лаборатории ИОРАН был разработан аппаратурно-методический комплекс на базе использования градиентной магнитной съемки с измерением курсового градиента. Это позволило на порядок снизить среднюю квадратичную погрешность геомагнитных съемок и начать новый этап геомагнитного картирования акваторий. В океанических областях наиболее перспективным объектом для таких съемок является позднемеловая зона спокойного магнитного поля. Ее детальное изучение может помочь в обнаружении дополнительных, неизвестных ранее ивентов и экскурсов в этих регионах. Описанная методика может обеспечить также получение новых данных для уточнения магнитной геохронологической шкалы в кайнозое и позднем мезозое.

The Earth's magnetic field is one of the main sources of information about the deep geological structure of the Earth and the evolution of its lithosphere. Anomalous magnetic field of the ocean directly related to the Genesis and tectonics of the oceanic lithosphere.

**Греку Р.Х.<sup>1</sup>, Соловьев В.Д.<sup>2</sup>, Греку Т.Р.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, e-mail:

[satmar@voliacable.com](mailto:satmar@voliacable.com); <sup>2</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, e-mail:

[valera@igph.kiev.ua](mailto:valera@igph.kiev.ua))

## **Геодинамика смещения и структура разломов**

### **Экваториальной Атлантики по данным гравитационной томографии**

**Greku R.Kh.<sup>1</sup>, Solovyov V.D.<sup>2</sup>, Greku T.R.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Geological Sciences, NASU, Kiev; <sup>2</sup>Institute of Geophysics, NASU, Kiev)

### **Geodynamics and structure of the fracture zones of the Equatorial Atlantic with the gravity tomography**

Резкая изменчивость морского дна Экваториальной Атлантики, как в рельефе, так и в аномалиях геофизических полей всегда была привлекательна с точки зрения геотектоники. В 1973–1974 гг. (40 лет назад) по инициативе Морского гидрофизического института НАН Украины проводились морские геолого-геофизические экспедиции на нис “Академик Вернадский” и “Михаил Ломоносов” в районе разломов Вима, Долдрамс, Вернадского и Богданова. В исследованиях участвовали Институт геофизики НАНУ, Институт геологических наук НАНУ, ЮО Института океанологии РАН, ЮжМорГео МинГео СССР, ВНИИГеофизики МинГео СССР.

По результатам детальных исследований [1–3] рельефа дна и гравимагнитных полей (протяженностью более 7000 миль), сейсмопрофилирования (540 миль) и драгирования коренных пород один из этих разломов на 7.7° с.ш. в то время был назван разломом Вернадского. На картах это название появилось в “Атласе Атлантического океана” ЮНЕСКО 1989–1990 гг. под редакцией член-корреспондента РАН Г.Б. Удинцева [4].

В дальнейшем исследования глубинного строения этого района продолжались с использованием данных спутниковой альтиметрии и современных моделей геоида. С помощью разработанного метода гравитационной томографии [5–7] созданы модели распределения плотностных неоднородностей по вертикальным и латеральным разрезам на различных глубинах региона. Несмотря на локальность зоны трансформных разломов Экваториальной Атлантики, информативным, с точки зрения их возникновения, представляется обзор региона на глобальных масштабах, как по пространству, так и по глубине вероятных источников динамических смещений литосферы и земной коры.

Недавние работы С.Ю. Соколова с соавторами [8–10] показывают новые дополнительные механизмы смещения литосферных плит, связанные с мантийными и астеносферными латеральными потоками. Отмечается, что

такие механизмы превалируют над процессами спрединга в узких зонах срединно-океанических хребтов.

Результаты наших томографических построений по данным гравитационного потенциала, заложенного в моделях геоида, позволяют иллюстрировать действие таких механизмов. Так, на рисунке 1 показан латеральный срез распределения плотностных неоднородностей на глубине 134 км для района Атлантического океана. Карта построена по коэффициентам сферических функций геоида EGM 2008 с пространственным разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$ . Величины аномалий показаны в процентах относительно значений плотности по модели PREM81. В западной части Атлантики расположена протяженная разуплотненная структура (более темный оттенок), которая включает три известные в геоиде отрицательные ундуляции: Северо-Американская, Пуэрто-Риканская и третья на юге в районе Аргентинской котловины. Эпицентры ундуляций отчетливо определяются уже на глубине 467 км. В целом эту область можно отнести к линейным плюмам с восходящим мантийным потоком, достигающим литосферу.

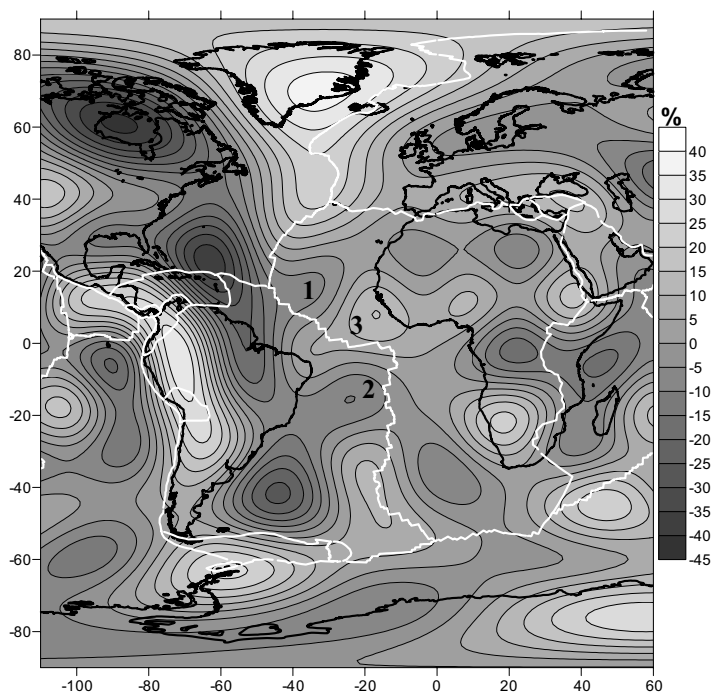


Рисунок 1. Карта распределения аномалий плотности. Белая линия – граница между плитами по [11]

На рис. 1 видно, что от плюма на северо-восток простираются два ответвления (1 и 2). Образование подобных мантийно-астеносферных потоков подтверждается в других регионах [10]. Поток 1 на глубине 104 км простирается до Канарских островов, а на глубине 84 км локализуется в отдельную структуру в районе Канарской котловины. Мощность потока достигает 170 км в интервале глубин 270–104 км. Динамика этих потоков является, по-видимому, причиной смещения САХ на восток в районе экватора. Кроме того, между двумя потоками 1 и 2 наблюдается проникновение на юго-запад более плотных масс (3) со стороны локального плюма островов Зеленого мыса, что активизирует процесс раздвижения северного и южного сегментов САХ в меридиональном направлении.

САХ на глубине 134 км не выглядит непрерывным единым массивом, подобно рельефу дна. На меньших глубинах изображения становятся сходными. На рис. 2 показана наиболее подробная карта плотностных неоднородностей на глубине 0.7 км с разрешением 50x50 км. Расчеты по данным геоида EGM 2008 выполнялись по сетке 30x30 км. В структурном плане плотностная модель на рисунке 2 согласуется с рельефом дна. В то же время, трансформные разломы видны на большем простирании, чем по рельефу дна. Но отдельные рифтовые сегменты хребта не всегда отображаются на сетке с разрешением 50x50 км.

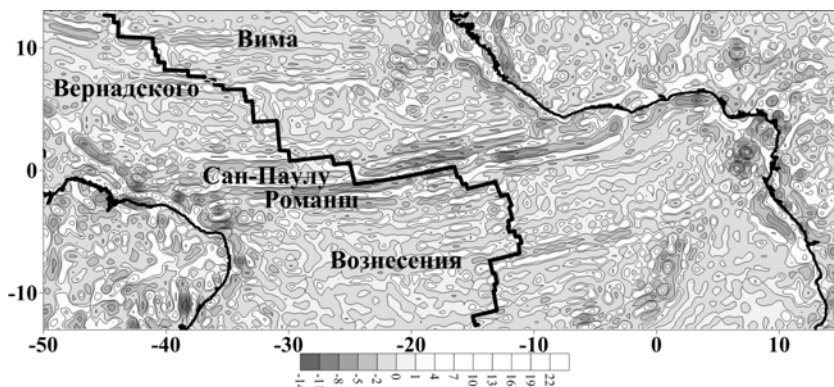


Рисунок 2. Карта плотностных неоднородностей на глубине 0.7 км

Распределение плотностных структур в экваториальной зоне по глубинам от поверхности до внешнего ядра 5300 км, взаимодействие различных слоев по вертикали и латерали, фактическая топография поверхностей различных геосфер показаны на вертикальном разрезе (рис. 3) вдоль простирания САХ по координатам из работы [11]. Отметим основные видимые особенности строения САХ, связанные со смещением.

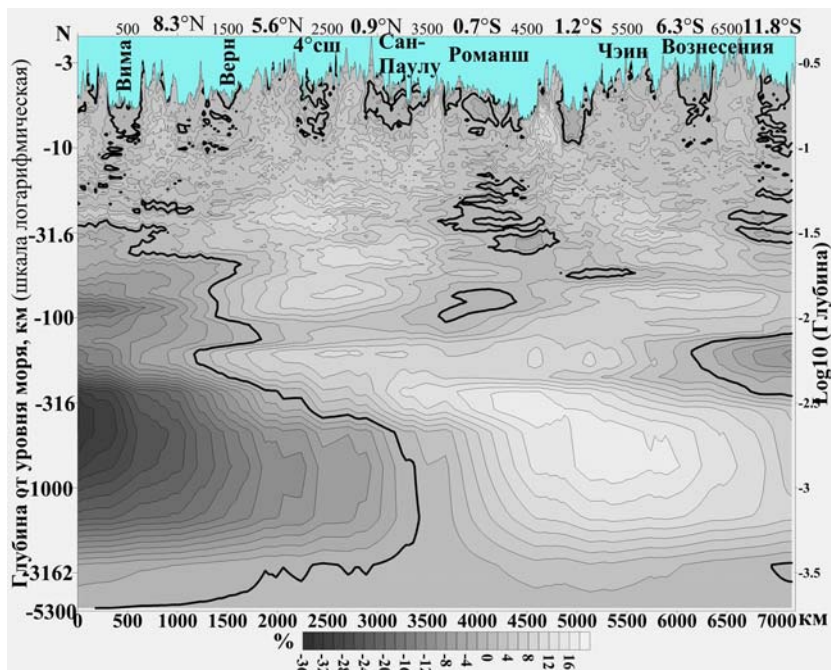


Рисунок 3. Вертикальный разрез по осевой линии САХ. Положение осевой линии показано на рисунке 2

Наибольший сдвиг САХ в Северной и Центральной Атлантике произошел между меридианами  $47^{\circ}$  з.д. (разлом Зеленого Мыса) и  $30^{\circ}$  з.д. (разлом Сан-Паулу). В Северной Атлантике от Исландии до  $20^{\circ}$  с.ш. тело САХ в глубину имеет мощность более 100 км. В Центральной и Экваториальной Атлантике гребневая часть САХ до глубины 30 км была смещена, а корневая была переработана, по-видимому, растекающимися астеносферными потоками [10]. Это видно на рисунке 3 под разломами Вима и Вернадского. Разломы Четвертого градуса с.ш. и Сан-Паулу были деляминированы на глубине 105–110 км. На разломе Романш видно проникновение разогретых масс астеносферы с глубины 120 км. Разломы Чэин и Вознесения были также деляминированы. На глубинах 300–2500 км отчетливо видны мантийные массы различной плотности: западная часть – менее плотные, восточная – более плотные.

В докладе приводятся более обширные материалы по отдельным разломам и участкам региона, подтверждающие активную динамику мантийных флюидов и расслоение литосферы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта / Ред. А.Г. Колесников. Севастополь: МГИ АН УССР, 1975. 193 с.
2. Бурьянов В.Б., Русаков О.М. и др. Структура литосферы зон разломов Экваториальной Атлантики (7°с.ш. 10°с.ш.) // Геофиз. журнал. 1980. Т. 2. № 4. С. 12–22.
3. Коган Л.И. Структура дна Мирового океана. М.: Наука, 1988. 195 с.
4. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Ред. Г.Б. Удинцев. МОК (ЮНЕСКО). М.: МИНГЕО СССР; ГУГК СССР. 1989–1990. 158 с.
5. Греку Р.Х., Бондарь К.М. Алгоритм и математическое моделирование плотностной структуры земных недр по данным геоида // Геоинформатика. 2003. № 2. С 66–69.
6. Greku R.Kh., Greku D.R. Interaction of Antarctica with other regions at different spatial scales and deep layers // Cooper, A.K., P.J. Barrett, H. Stagg, B. Storey, E. Stamp, W. Wise, and the 10th ISAES editorial team, eds. (2008). Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proceeding of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences. Washington, DC: The National Academies Press. Online Proceedings (<http://pubs.usgs.gov/of/2007/1047/>)
7. Greku R.Kh., Gozhik P.F., Litvinov V.A., Usenko V.P., Greku T.R. Atlas of the Antarctic deep structure with the Gravimetric Tomography. Kiev, 2009. 64 p.
8. Соколов С.Ю. Новый механизм горизонтального движения тектонически активных масс земной коры и литосферы // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 278–282.
9. Соколов С.Ю. Маркеры действия разных геодинамических факторов в Атлантике: аномальные механизмы очагов землетрясений, плотность разломов и другие данные // Современное состояние наук о Земле. 1–4 февраля. М., 2011. С. 1767–1770.
10. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы: Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
11. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // An Electronic J. of the Earth Sci. 2003. V. 4. № 3. 14 March 2003. doi:10.1029/2001GC000252.

Tomographic models of the fracture zones of the Equatorial Atlantic are computed with the gravity tomography method and shown up to the depth of 5300 km.

**Гусяков В.К.**

(Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,  
г. Новосибирск, e-mail: gvk@sscc.ru)

## **Проблема мега-событий в оценке цунамиопасности побережья**

**Gusiakov V.K.**

(Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SD RAS,  
Novosibirsk)

## **Problem of mega-events in tsunami hazard risk assessment**

Разрушительные цунами в Индонезии в 2004 г. и в Японии в 2011 г. привлекли внимание ученых и специалистов к проблеме оценки опасности предельно сильных мега-событий. Мега-цунами относятся к особому классу катастрофических событий, имеющих низкую вероятность возникновения, но несущих значительный потенциал разрушения. Для таких событий характерны большие высоты заплеска (до 30–50 м), наблюдающиеся на значительном протяжении береговой линии (от 200 до 1000 км).

Важнейшей особенностью мега-цунами является их способность пересекать весь океанический бассейн и производить разрушения на его противоположных берегах. Такая способность есть результат действия нескольких факторов, основными из которых являются высокая направленность излучения энергии протяженным очагом землетрясения и увеличенные, сравнительно с обычными цунами, длины волн.

Формальное условие выделения трансокеанских цунами в исторических каталогах состоит в проверке наличия высот заплеска более 5 м на расстоянии свыше 5000 км от очага цунами [1]. Физический смысл этого критерия заключается в способности цунами производить разрушения на противоположных берегах океанического бассейна. Оказывается, что среди более чем 2250 цунамигенных событий, происшедших в Мировом океане с 2000 г. до н.э. по настоящее время, таких мега-событий насчитывается всего 14, т.е. менее 1% от общего числа (Табл.). Однако эти события ответственны за более чем половину от общего числа жертв цунами и за значительную долю произведенного материального ущерба.

Оставшиеся 99% – это локальные и региональные цунами. Создаваемые ими высоты заплеска на ближайшем побережье могут быть весьма значительны и достигать нескольких сотен метров, с рекордной высотой в 525 м, измеренной в бухте Литуйя (Аляска) после берегового обвала,

вызванного землетрясением магнитудой около 8, происшедшим в этом районе 10 июля 1958 г. [2]. Однако протяженность зоны опасного воздействия таких цунами, как правило, невелика и составляет от нескольких сотен метров (в случае обвальных цунами) до первых сотен километров (в случаях сильных цунами сейсмо тектонического происхождения).

Таблица. Список трансокеанских цунами и их основные параметры:

$M$  – магнитуда порождающего землетрясения (макросейсмическая,  $M_S$  или  $M_W$ ),  $I$  – интенсивность цунами по шкале Соловьева-Имамуры,  $H_{maxNF}$  – максимальная высота цунами в ближней зоне,  $H_{maxFF}$  – максимальная высота цунами в дальней зоне (более 5000 км от очага),  $F_{NF}$  – число жертв в ближней зоне,  $F_{FF}$  – число жертв в дальней зоне.

| Дата и место         | $M$ | $I$ | $H_{maxNF}, м$ | $H_{maxFF}, м$ | $F_{NF}$ | $F_{FF}$ |
|----------------------|-----|-----|----------------|----------------|----------|----------|
| 26.01.1700, Каскадия | 9   | 3.5 | 10             | 2-4            | неизв.   | 0        |
| 17.10.1737, Камчатка | 9   | 4   | 63             | 12-15          | неизв.   | неизв.   |
| 01.11.1755, Лиссабон | 8.5 | 4   | 30             | 7              | ~10.000  | неизв.   |
| 07.11.1837, Чили     | 8.5 | 3   | 8              | 6              | 0        | 62       |
| 13.08.1868, Чили     | 9   | 3.5 | 15             | 5.5            | 612      | 1        |
| 15.06.1896, Санрику  | 7.4 | 3.8 | 38.2           | 5.5            | 27.122   | 0        |
| 03.02.1923, Камчатка | 8.3 | 3.5 | 8.0            | 6.1            | 2        | 1        |
| 01.04.1946, Алеуты   | 7.4 | 4   | 42.2           | 20             | 5        | 160      |
| 04.11.1952, Камчатка | 9.0 | 4   | 18             | 9.1            | >10.000  | 0        |
| 09.03.1957, Алеуты   | 9.1 | 3.5 | 22.8           | 16.1           | 0        | 0        |
| 22.05.1960, Чили     | 9.5 | 4   | 15.2           | 10.7           | ~1.000   | 283      |
| 28.03.1964, Аляска   | 9.2 | 4.5 | 68             | 4.9            | 106      | 18       |
| 26.12.2004, Суматра  | 9.3 | 4.5 | 50.9           | 9.6            | 175.827  | 52.071   |
| 11.03.2011, Тохоку   | 9.0 | 4.1 | 55.9           | 3.0            | 15.870   | 2        |

В противоположность этому, разрушительные эффекты от мега-цунами проявляются на значительно больших участках побережья, протяженностью до 1000 км и более. Так, например, при цунами Тохоку 11 марта 2011 г. заплески с высотами более 30 м наблюдались на протяжении 210 км побережья, с высотами более 20 м – 350 км и более 10 м – 550 км. Зона опасных (более 3 м) заплесков охватила практически все восточное побережье Японии, протяженностью более 2000 км [3]. В дополнение к масштабным разрушительным эффектам на ближайшем побережье, такие цунами способны производить разрушения на противоположном берегу океанического бассейна, чего не происходит при обычных, даже сильнейших региональных цунами, область опасного воздействия которых почти всегда ограничена первым часом времени распространения волны.

Другой важной особенностью мега-цунами является их способность вызывать опасные колебания уровня на побережье окраинных морей (типа Охотского, Берингова), которые в значительной степени защищены островными дугами от воздействия даже сильнейших региональных цунами. Длиннопериодные волны, приходящие из удаленных областей океана, обладают большей способностью проникновения сквозь цепочки островов и достижения континентального побережья, где они, благодаря резонансным эффектам, возникающим в замкнутых и полузамкнутых бассейнах, могут создавать опасные колебания уровня спустя десятки часов после прихода головной волны.

Источником мега-цунами в подавляющем числе случаев являются очаги подводных мега-землетрясений с магнитудой 9.0 и выше, происходящие в зонах субдукции, примыкающих к побережью Тихого и Индийского океанов. Согласно основным представлениям, вытекающим из концепции тектоники плит, в очагах сильнейших субдукционных землетрясений осуществляется разрыв вдоль главной литосферной границы, отделяющей поддвигающуюся океаническую плиту от перекрывающего ее краевого клина континентальной литосферы [4, 5]. Большая длина разрыва (от 500 до 1000 км), малая глубина очага (в среднем порядка 30 км) и большие горизонтальные смещения по разрыву (20–50 м) приводят к возбуждению разрушительных волн цунами, характеризующихся значительными максимальными высотами заплеска (до 40–50 м), наблюдающимися на протяженных участках побережья.

Средний период повторяемости мега-землетрясений в одной субдукционной зоне составляет порядка 600–800 лет [6]. Фактический интервал времени между двумя последовательными мега-событиями изменяется в весьма широких пределах – для уже известных исторических событий от 215 лет (Камчатка 17.10.1737 и 4.11.1952), до 1142 лет (Тохоку 13.07.869 и 11.03.2011).

Средний по Тихому океану период повторяемости сильнейших (с магнитудами 7.6–8.5) субдукционных землетрясений в отдельном сейсмотектоническом блоке составляет 140–190 лет [7,8]. Оказывается, однако, что время от времени в тех же местах могут возникать землетрясения с магнитудами 9.0 и выше, имеющие протяженность очагов от 500–600 до 1000 км. В очагах таких землетрясений, очевидно, одновременно срабатывают несколько соседних сейсмотектонических блоков, находящихся на различных стадиях сейсмического цикла. При этом важно отметить, что соответствующего размера бреши (зоны молчания), существующие на протяжении длительного времени (сотни лет), ни в одной зоне субдукции не выделяются. Следовательно, наличие в сейсмической истории конкретной субдукционной зоне сильных землетрясений с магнитудами 7.5–8.5 не является гарантией невозможности возникновения в ней мега-землетрясения с магнитудой 9.0 и выше.

Характерным примером в этом отношении является побережье Тохоку, занимающее северо-восточную часть острова Хонсю. Сильные цунамигенные землетрясения происходили в этом районе неоднократно, при этом наблюдались высоты заплеска до 29 м (в 1933 г.) и 38 м (в 1896 г.). Однако они затрагивали ограниченные по протяженности участки побережья. Катастрофическое цунами, возникшее после мега-землетрясения 11 марта 2011 г., вызвало заливание берега с высотами более 20 м на протяжении более чем 350 км вдоль побережья. При этом исторически известные максимальные высоты заплеска, наблюдавшиеся здесь ранее на протяжении более чем 1000 лет, были обновлены (часто со значительным

превышением) на участках побережья с общей протяженностью почти 1000 км.

В настоящее время нет единой точки зрения на то, что именно заставляет несколько блоков сработать одновременно. Так же нет единого мнения о возможности возникновения мега-землетрясений на любых участках зон субдукции. В последние годы начинает преобладать точка зрения, что взамен нескольких особых участков субдукционных зон, способных порождать мега-землетрясения, все они должны рассматриваться как возможные места возникновения таких предельно сильных землетрясений [9, 10]. Для оценки долгосрочного цунами-риска признание этого факта означает коренной пересмотр существующих подходов к решению этой задачи.

Современный подход к задаче цунамирайонирования состоит в применении методики РТНА (Probabilistic Tsunami Hazard Assessment), основными элементами которой являются построение вероятностной сеймотектонической модели региона и применение численных методов расчета возбуждения и распространения цунами для получения реалистичных распределений высот на побережье.

В наиболее поздних работах по оценке цунамиопасности с использованием методики РТНА (см. например. [11]) учитывается возможность возникновения мега-землетрясений, но только по тем зонам, где они уже происходили в прошлом. Возможность же возникновения такого землетрясения на любом (в том числе ближайшем к рассматриваемому участку побережья) сегменте субдукционной зоны, по-прежнему, часто игнорируется. Такой подход в значительной степени обесценивает полученные карты цунамиопасности, поскольку исключение из рассмотрения сильнейшего события приводит к существенной недооценке ожидаемых высот цунами.

Главная проблема оценки цунамиопасности конкретного участка океанического побережья, имеющего перед собой зону субдукции, состоит в получении реалистичных оценок места и времени возникновения в ближайших сегментах этой зоны мега-землетрясения с магнитудой 9.0 и выше. Получение таких оценок представляет собой сложную научно-практическую проблему и фактически сводится к решению задачи долгосрочного прогноза сильнейших землетрясений. Карты цунамиопасности любого масштаба, построенные без учета возможности и вероятности возникновения мега-землетрясений, будут значительно недооценивать реальную опасность цунами и приводить в неверным инженерным решениям по застройке прибрежной полосы.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-07-00406, 12-05-00894, 12-05-92697 и интеграционных проектов СО РАН № 37 и №117.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gusiakov V.K. Tsunami history – recorded // *The Sea*, V. 15. Tsunamis / A. Robinson, E. Bernard (Eds.). Cambridge, USA: Harvard University Press, 2009. P. 23–53.
2. Miller D.J. Giant waves in Lituya Bay // *Bull. Seis. Soc. Am.* 1960. V. 50. № 3. P. 253–266.
3. Mori N., Takahashi T. The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group. National wide post event survey and analysis of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami // *Coast. Eng. J.* 2012. V. 54. P. 1–27.
4. Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. Деформация литосферных плит в зонах поддвига // *Океанология. Геофизика океана. Т.2. Геодинамика*. М.: Наука, 1979. С. 194–203.
5. Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и происхождение цунамигенных землетрясений // *ДАН СССР*. 1980. Т. 251. № 5. С. 1092–1095.
6. Atwater B.F., Hemphill-Haley E. Recurrence interval for great earthquakes of the past 3,500 years at northeastern Willapa Bay, Washington // *U.S. Geological Survey Professional Paper*. 1997. № 1576. 108 pp.
7. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // *Сейсмическое районирование СССР*. 1968. С. 121–150.
8. Викулин А.В. Зоны молчания камчатских землетрясений // *Физика очага и предвестники землетрясения*. М.: ИФЗ РАН, 1982. С. 255–281.
9. Stein S., Okal E.A. The size of the 2011 Tohoku earthquake needn't have been a surprise // *Eos Trans. AGU*. 2011. V. 92. P. 227–228.
10. Stein S., Geller R., Liu M. Why Earthquake Hazard Maps Often Fail and What To Do About It // *Tectonophysics*. 2012. V. 562–563. P. 1–25.
11. Leonard L., Roger G., Mazotti S. Tsunami hazard assessment of Canada // *Nat. Hazards*. 2013. DOI 10.1007/s11069-013-0809-5.

The paper considers the problems of tsunami hazard assessment for oceanic coast. The strongest possible events (mega-tsunami) that are characterized by run-up heights up to 40–50 m measured along the considerable part of the coastline (up to 1000 km) make the major input in the overall tsunami hazard. The source of majority of mega-tsunamis is subduction submarine earthquakes with magnitude 9.0 or higher having return period from 200–300 years to 1000–1200 years. Any tsunami hazard assessment should take into account a possibility of occurrence of such mega-events at the nearest segments of a subduction zone.

**Долгаль А.С.<sup>1</sup>, Иваненко А.Н.<sup>2</sup>, Новикова П.Н.<sup>1</sup>,  
Рашидов В.А.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Горный институт УрО РАН, г. Пермь; <sup>2</sup>Институт океанологии РАН, г. Москва;

<sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

## **Новые данные о строении гайота Сет (горы Маркус-Неккер, Тихий океан)**

**Dolgal A.S.<sup>1</sup>, Ivanenko A.N.<sup>2</sup>, Novikova P.N.<sup>1</sup>, Rashidov V.A.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Mining Institute of the Ural Branch of the RAS, Perm; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow; <sup>3</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

## **New data on structure of Seth guyot (Marcus-Necker Seamounts Chain, West Pacific)**

Гайот Сет, входящий в горную систему Маркус-Неккер (Западно-Тихоокеанская провинция подводных гор), размером 53×55 км с нижней отметкой рельефа постройки 5750–5700 м, слегка вытянут с Ю-В на С-З (рис. 1а, 2а). Его плоская вершина размером 6×9 км расположена на глубине 1100 м.

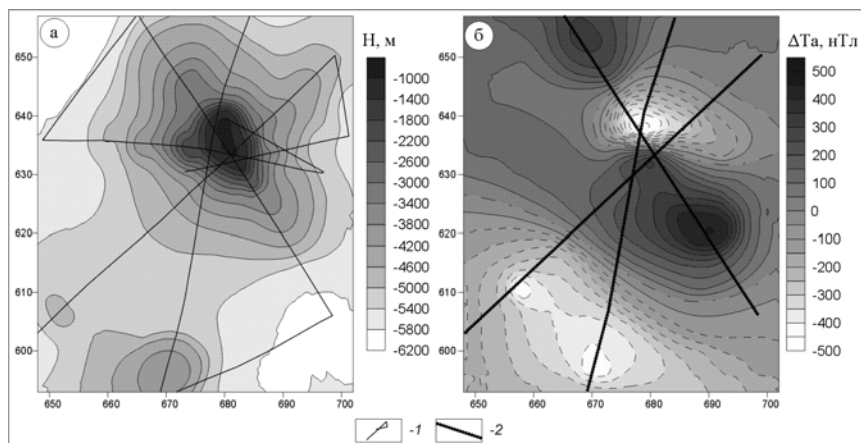


Рисунок 1. Батиметрия (а) и аномальное магнитное поле (б) гайота Сет: 1 – галсы; 2 – интерпретационные профили

При драгировании вершины гайота в 13-ом рейсе НИС «Вулканолог» в интервале глубин 1080–1060 м были подняты органогенные известняки, а при драгировании северного склона гайота в интервале глубин 2000–1800 м – органогенные известняки, оливиновые базальты, и железомарганцевые конкреции и корки [1]. При драгировании в 6-ом рейсе НИС «Томас

Вашингтон» на северном склоне в интервале глубин 3600–2400 м были подняты базальты, лавовые брекчии, фосфориты, и железомарганцевые корки, а на западном склоне в интервале глубин 3400–3200 м – базальты и железомарганцевые корки [2].

Возраст драгированных базальтов, определенный  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом, изменяется в диапазоне от  $114.0 \pm 1.3$  млн. лет до  $139.3 \pm 0.7$  млн. лет [3, 4]. Возраст постройки, определенный палеомагнитным методом составляет около 80–90 млн. лет [5].

Аномальное магнитное поле (АМП)  $\Delta T_a$ , измеренное над гайотом в 13 рейсе НИС «Вулканолог», характеризуется отрицательными значениями над вершиной постройки и положительными значениями – над склонами. Амплитуда аномалии, приуроченной к гайоту, составляет 960 нТл (рис. 1б). Первоначальная интерпретация показала, что средняя эффективная намагниченность вулканической постройки оценивается величиной 2–3 А/м, а величина наблюдаемой аномалии магнитного поля обусловлена базальтами, слагающими ядро гайота [5].

Оригинальные морские магнитные измерения, полученные в 1982 г. в экспедиции на НИС «Вулканолог», были дополнены данными из базы GEODAS – более 6300 погонных км съемки за период 1960–2000 г.г. С помощью оригинальной технологии удалось свести эту разнородную информацию в единый массив с относительной погрешностью съемки менее 4%. Это позволило синтезировать карту АМП на площади размером ~ 150×200 км, содержащую внутри себя гайот Сет, и на более качественном уровне провести интерпретацию. По методу магнитных моментов получены оценки среднего направления эффективной намагниченности для всей площади:  $D = 19,9^\circ$ ,  $I = -27,1^\circ$ ,  $\varphi = -14,4^\circ$ , что гораздо лучше согласуется с датировками абсолютного возраста [3, 4], чем результаты выполненного ранее палеомагнитного анализа [5].

Анализ морфологии АМП и его трансформант осуществлялся с помощью ранговых фильтров и других современных технологий обработки изображений (скелетонизация, морфинг, водораздел и т.д.), а полученные оценки  $D$  и  $I$  использовались для предварительной редукции аномалий к полюсу (рис. 2а). Этот массив послужил основой для последующих расчетов (рис. 2б–г). Анализируемая область была разбита на набор сопряженных непересекающихся многоугольников, центрами которых служат локальные максимумы модуля аналитического сигнала (рис. 2г). Посредством этого осуществилось сегментирование изучаемой площади на набор подобластей, внутри каждой из которых находится минимальное количество особенностей поля, для локализации источников аномалий в плане.

Для изучения глубинного строения гайота Сет была использована технология интерпретации профильной гидромагнитной съемки, успешно адаптированная при изучении гайотов Магеллановых гор Тихого океана [6].

Выполнялись томографический анализ, решение смешанной обратной задачи магниторазведки (ОЗМ) монтажным методом, основанным на конечноэлементном подходе, и построение 3D-интерполяционной модели [1]. На первой стадии была построена трехмерная томографическая модель распределения эффективной намагниченности  $J_{\text{эф}}$  вулканической постройки (рис. 3а). Анализ полученной томографической модели показывает наличие двух намагниченных объектов, возможно имеющих общий корень. Сопутствующая отрицательная область  $J_{\text{эф}}$  проявляется не столь обширно и указывают на наклонный характер падения объектов или отличие угла намагниченности от вертикального. В первом приближении, центральная часть аномалиеобразующего объекта № 1 находится на глубине 2 км, объект № 2 является более глубинным, за центр кристаллизации можно принять глубину 5 км. Оси направления падения объектов являются субвертикальными.

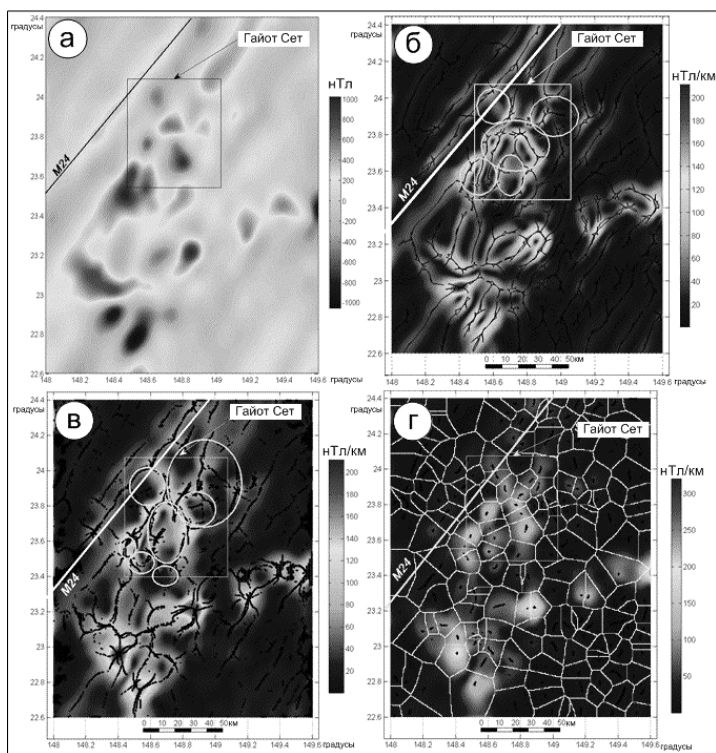


Рисунок 2. а – редукция поля  $\Delta T_a$  к полюсу; б – морфоанализ максимумов горизонтального градиента поля; в – морфоанализ модуля аналитического сигнала поля; г – сегментирование изученной площади. M24 (153.9 млн. лет) – идентифицированная линейная магнитная аномалия

Следующим этапом было решение ОЗМ монтажным методом для профильных гидромагнитных измерений, который позволил провести 2D-моделирование гайота по галсам с определением количественных конфигурационных характеристик и величины векторной эффективной намагниченности. В качестве исходных данных послужил модуль полного вектора магнитной индукции  $\Delta T_a$ . Для интерпретации выбраны четыре наиболее протяженных галса, проходящих через вершину вулканической постройки. Решение ОЗМ проводилось одновременно для нескольких тел. В результате было выделено три субвертикальных магнитовозмущающих объекта. Средняя намагниченность объекта № 2, находящегося непосредственно под вершиной вулканической постройки,  $J\phi = 3$  А/м со средним углом намагничения  $\alpha = 87^\circ$ ; объект № 1 обладает  $J\phi = 3.6$  А/м и  $\alpha = 83^\circ$ ; объект № 3 –  $J\phi = 5$  А/м и  $\alpha = 87^\circ$ . Объект № 1 заключен в глубинном интервале 4,5–20 км и обладает наибольшими поперечными размерами, превышающими 10 км; объект № 2 выходит к поверхности вершины вулканической постройки и распространен до глубины порядка 15–18 км; объект № 3 характеризуется наиболее мощной верхней частью и расположен в глубинном интервале 4.5–20 км.

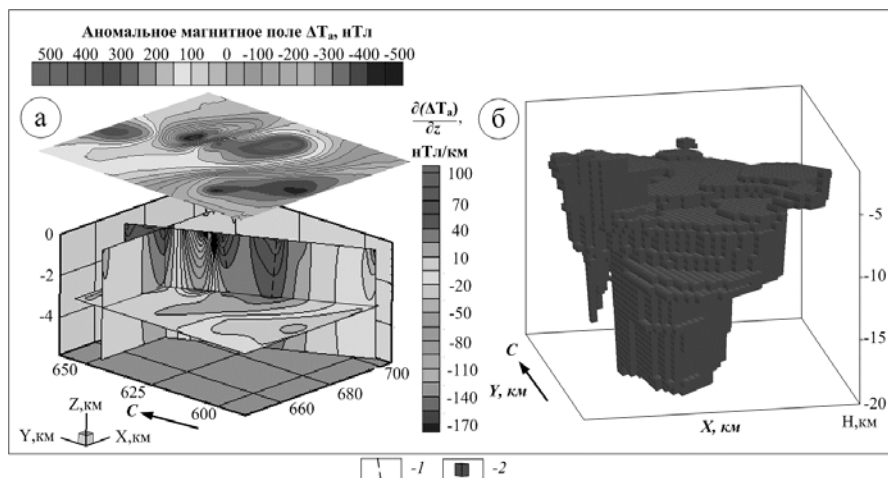


Рисунок 3. Томографическая интерпретация (а) и 3D-модель глубинного строения гайота Сет (б): 1 – оси подводящих каналов; 2 – единичный элемент

На основании моделирования монтажным методом была сформирована интерполяционная трехмерная модель (рис. 3б) и три объекта объединены общей верхней толщей пород. Магнитовозмущающее тело, соответствующее застывшей магматической системе гайота, обладает сложной морфологией с внушительными как горизонтальными, так и вертикальными размерами.

Оригинальная интерпретационная технология моделирования данных гидромагнитной съемки позволила выявить подводящие каналы гайта Сет, которые могут ассоциироваться с многожерловой структурой вулканической постройки. Выполнена оценка петромагнитных свойств пород, слагающих питающую систему вулкана, в естественном залегании.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00974-а, 112-05-00414-а, 2-05-31138-мол\_а)*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгаль А.С., Иваненко А.Н., Новикова П.Н., Рашидов В.А. Геомагнитные исследования гайота Сет (Тихий океан) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 28 января – 1 февраля 2013 г. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 133–136.
2. Hein J.R., Zielinski S.E., Staudigel H. et al. Composition of Co-Rich Ferromanganese Crusts and Substrate Rocks from the NW Marshall Islands and International Waters to the North, Tunes 6 Cruise // Open File Report 97-482. Department of the Interior U.S. Geological Survey. 1997. 65 p.
3. Koppers A.A.P.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology and Isotope Geochemistry of the West Pacific Seamount Province. Implications for Absolute Pacific Plate Mounts and the Mount of Hotspots / Netherlands Research. School of Sedimentary Geology. 1998. Publication no. 980701. 263 p.
4. Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R. Shortlived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. № 10. P. 1–49.
5. Магнитное поле океана / Отв. ред. А.М. Городницкий М.: Наука, 1993. 285 с.
6. Рашидов В.А., Долгаль А.С., Новикова П.Н. Геомагнитные исследования гайотов Вулканолог и Коцебу (Магелановы горы, Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009 № 1. Вып. 13. С. 98–106.

Original data from R/V «Vulcanolog» survey (1982) and the data from GEODAS database allowed us to synthesize a more accurate and detailed map of anomalous magnetic field (AMF) for the area of about 150×200 km including Seth Guyot from Marcus-Necker mountain system (West-Pacific province of seamounts). New data on Seth Guyot were obtained by means of technology for interpretation of profile marine magnetic survey that was based on tomographic analysis, finite element approach and AMF morphology analysis and by means of rank filters and other advanced image processing techniques. The 3D deep structural model of Guyot was made and it was assumed that volcanic edifice had multi-vent structure. The value of effective magnetization of feeding channels was defined.

**Дорохов Д.В.<sup>1,2</sup>, Дорохова Е.В.<sup>1</sup>, Чуринов Д.А.<sup>1</sup>,  
Капустина М.В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград, e-mail: [d\\_dorohov@mail.ru](mailto:d_dorohov@mail.ru); <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград)

**Литодинамические и геоморфологические особенности  
затопленных древних береговых уступов в Юго-Восточной  
Балтике (российский сектор)**

**Dorokhov D.<sup>1,2</sup>, Dorokhova E.<sup>1</sup>, Churin D.<sup>1</sup>, Kapustina M.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad; <sup>2</sup>Immanuel Kant Baltic federal University, Kaliningrad)

**Submerged holocene wave-cut cliffs lithodynamic and  
geomorphological features in the South-Eastern Baltic Sea  
(Russian part)**

Подводный береговой склон российского сектора Юго-Восточной Балтики характеризуется наличием сформированных в голоцене уникальных затопленных древних береговых уступов. В ходе трансгрессии моря абразионные уступы были затоплены и хорошо сохранились до нашего времени на подводном береговом склоне Самбийского полуострова (рис. 1). Такие затопленные террасы распространены повсеместно на шельфе Мирового океана [1]. Вопросы о характере и степени сохранности береговых линий на дне моря освещались в статьях Лисицына и Удинцева [2, 3]. В Балтийском море проблемам исследований затопленных береговых уровней посвящено достаточно много публикаций, в том числе [4–11]. Эти работы посвящены исследованиям положений и времени образования подводных древних береговых линий. Однако остаются недостаточно изучены протекающие на них современные литодинамические процессы и их влияние на геоморфологию дна и примыкающего берега.

Опираясь на карту положения затопленных древних береговых уступов [11] была выполнена геоакустическая съемка гидролокатором бокового обзора (ГЛБО) и двухчастотным эхолотом Simrad EA400SP, а так же привлечены архивные данные ГЛБО Музея Мирового Океана и Севморгео. В результате построена детальная карта (масштаба 1:50 000) положения подводных клифов (рис.) и по данным эхолотного промера выполнена классификация клифов по морфологическим признакам. Полученная карта фактического положения уступов отображает гораздо большее их число на подводном береговом склоне, чем было известно ранее.

По форме затопленные клифы можно разделить на два типа: одиночные и ступенчатые. Одиночные уступы представляют собой отвесный абразионный обрыв, аналогичный современным клифам юго-восточной

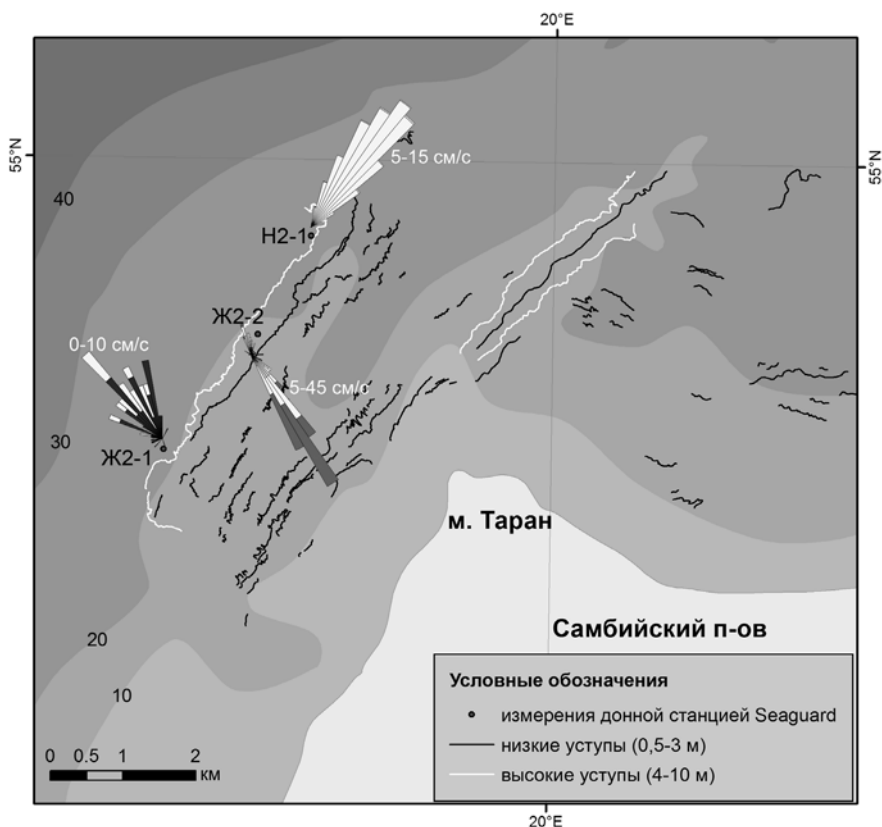


Рисунок. Карта затопленных древних береговых уступов и розы измеренных придонных течений

части Балтики. Ступенчатые клифы состоят из нескольких последовательных уступов на его склоне, которые сформировались в процессе внутриверстовых колебаний уровня моря. По морфологическим признакам уступы разделены на высокие (4–10 м) и низкие (0,5–3 м). Данные ГЛБО свидетельствуют о том, что низкие уступы не оказывают существенного влияния на распределение донных отложений. Высокие уступы наоборот являются резкой границей между разными литодинамическими обстановками. Большинство низких уступов сформированы в результате современных литодинамических процессов и представляют собой границу распространения песчаного материала, поступающего с берега в период штормов. Высокие уступы образовались не только в результате абразионных процессов в голоцене, но и вероятно имеют более древнее происхождение. Для уточнения природы

возникновения уступов и их возраста необходимо в дальнейшем провести сейсмоакустическую съемку и датировку донного материала методом OSL.

На верхней и нижней площадке высокого уступа были выполнены постановки автономной донной станции Seaguard RCM для измерения придонных течений, а так же CTD-параметров и мутности. По результатам измерений построены розы придонных течений, нанесены на карту (рис.) и сопоставлены с ветровыми условиями.

Постановки Ж2-1, Ж2-2 (06.08.2012) и Н2-1 (23.10.2012) выполнены вблизи высокого уступа (высота 6–10 м, на рис. обозначен белым цветом). Постановка Ж2-1 выполнена на нижней бровке уступа, а Ж2-2 на верхней площадке уступа. Измерениям 06.08.2012 г. предшествовал слабый ветер (2–4 м/с) западного направления. На станции Ж2-2 придонное течение направлено на юго-восток со скоростью более 15 см/с (максимум 45 см/с). Направление придонного течения в данной точке практически сонаправлено с поверхностным ветровым течением в связи с небольшой глубиной (19 м). Изменение направления течения с восточного на юго-восточное вероятно связано с морфологией рельефа дна, т.к. течение направлено в сторону уменьшения глубины (вверх по склону). На станции Ж2-1 (глубина 27 м) при тех же метеоусловиях течение направлено в противоположную сторону на северо-запад с меньшей скоростью (5–10 см/с), что говорит об отсутствии прямой зависимости придонного течения с ветровым поверхностным течением. На записи ГЛБО места постановки прибора наблюдается глубокая вогнутость линии уступа. Такая морфологическая особенность рельефа дна, вероятно, меняет преобладающее направление течения вдоль уступа и создается циркуляция в пределах затопленной бухты. Постановка Seaguard Н2-1 была выполнена на нижней бровке уступа. Зарегистрировано течение на северо-восток вдоль уступа со средней скоростью 7 см/с (рис.). Измерениям 23.10.2012 г. предшествовал легкий (0–2 м/с) северо-восточный ветер. Как и на станции Ж2-1 наблюдалось направление придонного течения у нижней бровки уступа практически противоположное направлению ветра. Измерения придонных течений на станциях Ж2-1, Ж2-2 и Н2-1 свидетельствуют о существовании различных систем придонных течений на верхней бровке и у подошвы высокого затопленного уступа.

Профиль скоростей течений водной толщи, полученный с помощью буксируемого ADCP в июле 2004 г. на этом же уступе, так же показывает наличие противоположных течений над уступом и под уступом. На откосе уступа возникает течение, направленное от верхней бровки к нижней. Верхняя площадка уступа в основном подвергается сильным ветровым течениям. В этой связи на верхней площадке наблюдается интенсивный размыв донных отложений с преобладанием валуново-галечных отложений. Нижняя площадка уступа покрыта в основном среднезернистыми песками,

что очевидно связано с воздействием на дно довольно слабых постоянных течений.

Гранулометрический анализ проб поверхностных донных отложений выполнен на разрезах как вдоль, так и поперек уступов. Статистические параметры гранулометрических распределений (сортировка, асимметрия и эксцесс) рассчитаны методом моментов на основе ситового анализа, выполненного в шкале Крумбейна (шкала  $\phi$ ). Для вычисления гранулометрических коэффициентов использовалась программа GRADISTAT [12]. По результатам гранулометрического анализа донные отложения в районе м. Таран относятся к различным типам осадков от тонкозернистых песков до гравия. Район затопленных береговых уступов характеризуется высокой мозаичностью распространения типов осадков. Отложения имеют различную степень сортированности, наилучшую сортированность имеют среднезернистые пески. На разрезе вдоль подножия уступа наблюдаются осадки одного типа (песок среднезернистый), тогда как на поперечном разрезе через террасированный склон наблюдается смена типов осадков от крупнозернистого песка к мелкому гравию. Бровки уступов служат границами разделов разных типов осадков. На основе статистического анализа параметров гранулометрического распределения определено направление переноса донных отложений по методике МакЛарена [13, 14].

*Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-31199 и РФФИ 11-05-01093.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bird E. Coastal Geomorphology: An Introduction, 2nd Edition. Wiley, 2011. 436 p.
2. Лисицын А.П., Удинцев Г.Б. О литологических признаках погруженных древних береговых линий // Доклады АН СССР. 1952. Т. 84. № 4.
3. Лисицын А.П., Удинцев Г.Б. О древних береговых линиях на дне моря // Изв. АН СССР, сер. геогр. 1953. № 1.
4. Гуделис В.К., Лукошевичус Л.С., Клейменова Г.И., Вишневская Е.М. Геоморфология и позднее-последледниковые донные отложения юго-восточной Балтики // Baltica. Vilnius. 1977. V. 6. P. 245–256.
5. Гялумбаускайте Ж. Методика и результаты исследования деформаций древнебереговых уровней ЮВ части Балтийского моря // Baltica. Vilnius. 1982. V. 7. P. 95–104.
6. Блажишин А.И., Болдырев В.Л., Ефимов А.Н., Тимофеев И.А. Древнебереговые уровни и образования в юго-восточной части Балтийского моря // Baltica. Vilnius. 1982. V. 7. P. 57–64.
7. Блажишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
8. Харин Г.С. Древние береговые линии и уступы на дне Гданьского залива и Центральной Балтики // Процессы осадконакопления в Гданьском бассейне (Балтийское море) / Отв. ред. Е.М. Емельянов, К. Выпых. М.: Институт океанологии

им. П.П. Ширшова АН СССР (Атлантическое отделение), 1987. С. 25–29.

9. Emelyanov E.M., Romanova E.A. Paleogeography of the Gdansk Basin in post-glacial period and bottom sediments // *Geology of the Gdansk Basin, Baltic Sea* / Emelyanov E.M. (ed.). Kaliningrad: Yantarny Skaz, 2002. P. 406–423.

10. Uscinowicz S. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the southern Baltic // *Polish Geological Institute Special Papers*. 2003. V. 10. 79 p.

11. Sivkov V., Dorokhov D., Ulyanova M. Submerged Holocene Wave-Cut Cliffs in the South-eastern Part of the Baltic Sea: Reinterpretation Based on Recent Bathymetrical Data. Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2011. P. 203–217.

12. Blott S., Pye K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // *Earth Surf. Process. Landforms*. 2001. V. 26. P. 1237–1248.

13. McLaren P., Bowles D. The effects of sediment transport on grain-size distributions // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1985. V. 55. № 4. P. 0457–0470.

14. McLaren et al. Deriving transport pathways in a sediment trend analysis (STA) // *Sedimentary Geology*. 2007. V. 202. P. 489–498.

The detailed map (1:50 000 scale) of submerged wave-cut cliffs was developed for the first time by the bottom side-scan profiling offshore cape Taran (Sambian Peninsula, S-E Baltic Sea). Submerged cliffs were classified by echosounding data. The near bottom currents were measured using of autonomous bottom station Seaguard RCM on the high cliff of 6–10 m height with the foot depth of 27 m. The grain-size analyses of surface bottom sediments were made on profiles along and across submerged wave-cur cliffs. The sediment trend analysis (MacLaren method) was applied for deriving transport pathways.

**Евсюков Ю.Д., Руднев В.И.**

(Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик, e-mail: evsgeol@rambler.ru)

**Геоморфология материковой окраины вблизи поселка Джубга (северо-восток Черного моря)**

**Evsyukov Yu.D., Rudnev V.I.**

(Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik)

**Geomorphology of continental margin near to settlement Dzhubga (north-east of Black Sea)**

Изучение рельефа дна на полигонах Черного моря [1] существенно расширили представления о процессах формирования и развития материковой окраины бассейна. Благодаря этим работам удалось найти подходы к решению проблем о времени, механизме формирования и развития шельфа и материкового склона [2–5]. В конечном итоге это находит отражение в обобщающих публикациях [6, 7] и монографиях [8].

В этой связи важное значение имеют результаты исследований на полигоне вблизи пос. Джубга, которые проведены на НИС “Акванавт”. Выполнен подробный анализ первичных материалов эхолотного промера, определены общие и специфические черты неотектонических и эрозионно-аккумулятивных процессов, которые существенно отразились на развитии морфологии одного из интересных участков Прикавказской зоны Черного моря.

Измерение глубин на полигоне выполнялось судовым эхолотом “F-840”, фирмы “Japan Marina” с точностью определения  $\pm 0,5\%$ . Технические характеристики эхолота представляют широкие возможности для подробного исследования мезоформ рельефа на различных глубинах моря. Определение координат осуществлялось спутниковой навигационной системой “GPS-120XL” фирмы “Garmin”, точность которой  $\pm 10$  м.

Рассматриваемый участок акватории примыкает к мегантиклинорию Большого Кавказа, для которого характерна неотектоническая активность с разными знаками движения земной коры [7, 9]. Здесь прослеживаются протяженные субширотные и мелкие субмеридиональные горные хребты и гряды. Образование последних обусловлено системой разломов ССВ-ЮЮЗ направленности, которые, по-видимому, и определили заложение речных долин и ущелий.

В этом районе (с запада на восток) характерно высотное положение горных вершин: Гебеус – 735 м, Свистунова – 464 м, Гунибо – 383 м и Дымный Пикет – 501 м. Эти показатели отмечают прогиб хребта, приуроченный к долине реки Джубга. Две средние вершины от ее русла располагаются на расстоянии 2 км. Есть основание предполагать, что образование речной долины обусловлено системой разломов.

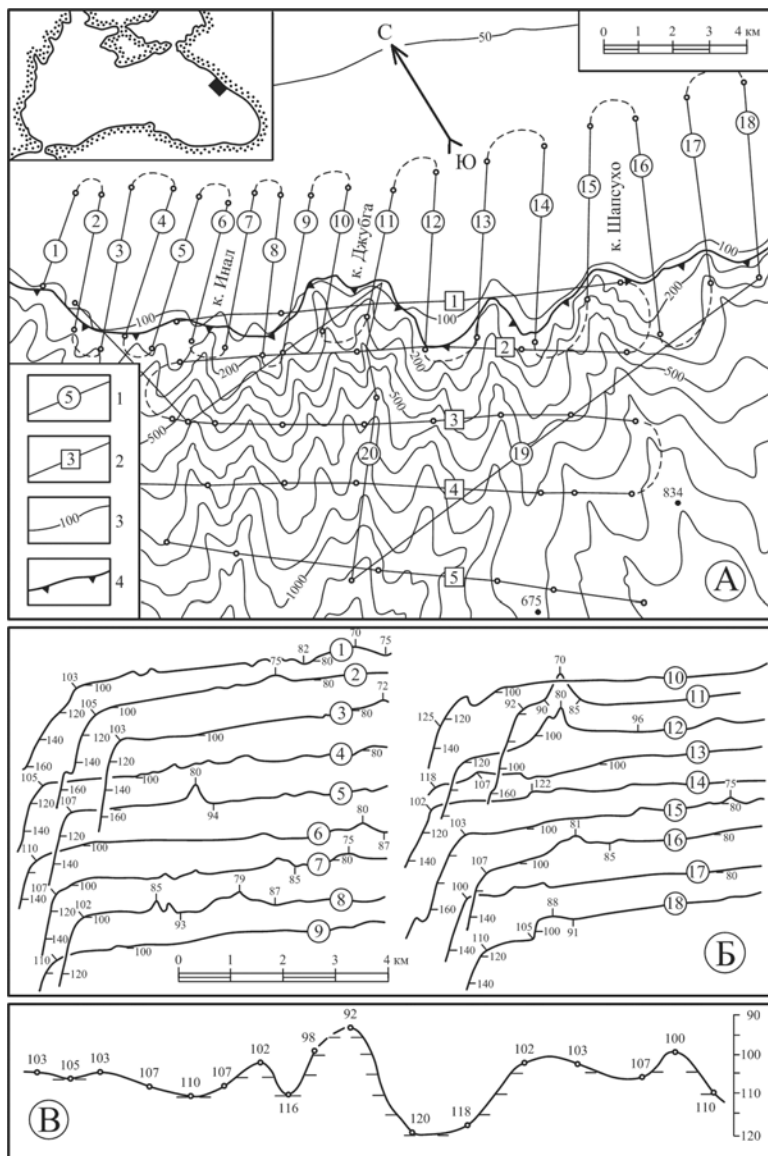


Рисунок. Рельеф дна материковой окраины вблизи пос. Дзубга.

А – батиметрическая карта полигона. 1 – эхолотные профили; 2 – профили НСПП “Спаркер”; 3 – изобаты; 4 – бровка шельфа. В верхнем левом углу – местоположение полигона. Б – Обзорные профили рельефа дна материковой отмели вблизи пос. Дзубга. В – рельеф бровки шельфа в проекции на вертикальную плоскость.

На полигоне выполнено 18 поперечных (относительно бровки шельфа) эхолотных галсов с расстояниями между ними 1–2 км (рис. А). Обзорные профили рельефа дна (рис. Б) отчетливо показывают, что материковая отмель отмечена большим разнообразием и неоднородностью рельефа. Так, на проф. 1, 4, 5, 15 характерны элементы микрорельефа, высота которых составляет 1–3 м. В то же время на профилях 6–8, 12, 16 элементы мезорельефа обладают высотой 7–10 м. Отсутствуют малейшие признаки корреляции этих форм рельефа между профилями, что, по-видимому, указывает на локальный характер их распространения. Вероятнее всего это небольшие холмы, образование которых обусловлено придонными течениями.

Бровка шельфа – это четкий перегиб дна, который отделяет шельф от материкового склона. “Формирование четкого перегиба дна связывается с воздействием морской абразии на прибрежную часть материка при низком стоянии уровня океана” [10]. Вместе с тем в морфоструктурных и морфоскульптурных особенностях бровки отражаются специфические черты геоморфологии и палеогеографии материковой отмели [11]. В рельефе бровки шельфа, чаще всего, проявляется новейшая история развития прилегающей суши, шельфа и материкового склона.

Одним из наглядных и эффективных методов представления характера бровки является показ ее батиметрических отметок, вынесенных на вертикальную плоскость. Этот метод был использован при обработке данных рельефа дна полигонов Керченского [2] и Евпаторийского [5]. Однако намного раньше А.В. Ильиным был показан график колебаний внешнего края отмели для Атлантического океана [10].

Бровка шельфа на полигоне Джубга в плане (рис. А) мелкоизвилиста, что обусловлено врезанием в край шельфа сравнительно молодых долин и каньонов. Располагается она в интервале глубин 92–120 м (рис. В). Относительно контрастные показатели приурочены к верховью каньона Джубга и сопряженному с ним выступу материковой отмели к востоку от него. Такие характерные данные позволяют предполагать, что морфоструктурная перестройка материковой отмели в общем и батиметрическое положение бровки шельфа в частности, по всей вероятности, связано с системой субмеридиональных разломов, которые обусловили образование прогиба передового хребта, формирование долины реки Джубга и одноименного каньона на материковом склоне.

Морфологические данные бровки шельфа к востоку и западу от каньона (рис. В) отмечают наклон поверхности материковой отмели к западу, что, возможно, связано с активизацией разлома, вдоль которого образовался каньон Вулан [7]. Эти незначительные показатели символизируют причастность неотектонических процессов в морфоструктурном преобразовании исследованной нами материковой отмели.

Исследованный до глубины немногим более 1000 м, материковый склон здесь сильно расчленен густой сетью подводных долин, каньонов с большим числом притоков. Ориентированы они субмеридионально, а глубже 1100–1200 м их направленность плавно изменяется на субширотную [7]. Глубина их вреза составляет от первых десятков до 160–200 м.

Обращает внимание положение бровки шельфа на вершинах бортов каньона: 102 м восточный и 92 м западный. Первый из них имеет плавный изгиб, а второй – четкий угол. Такие же различия характерны для каньонов Вулан, Адлеров, Бетта, Пшада [7]. Это, по-видимому, объясняется тем, что современные осадки размываются придонными течениями и выносятся в русло каньона.

Данные детальной эхосъемки, в совокупности с результатами ранее проведенных работ [1, 3, 5], наравне с предварительными обобщениями [7], дают основание предполагать, что происхождение и развитие рельефа полигона обусловлено несколькими рельефообразующими факторами. На различных этапах эволюции это могли быть неотектонические движения разного знака, абразионные и эрозионно-аккумулятивные процессы. На формирование морфоструктур они могли воздействовать как индивидуально, так и во взаимосвязи.

Неоднократно происходившие гляциэвстатические колебания уровня Черного моря в плейстоцене достигали отметок 100–120, возможно даже 140 метров [8]. При этом шельф обнажался, а его формирование и многократная перестройка осуществлялись в субаэральных условиях. Накапливавшиеся здесь верхнеплейстоцен-голоценовые отложения подвергались размыву придонными течениями. Однако в это же время происходило развитие разнообразных мелких форм мезорельефа (морфоскульптуры), широко представленных на профилях материковой отмели (рис. 1,Б)

На осредненных (без мелких элементов морфоскульптуры) поверхностях дна материковой отмели прослеживаются три разновидности профилей: сравнительно ровные (рис. Б, проф. 1, 2, 11, 17, 18), вогнутые (проф. 3, 6, 10) и выпуклые (проф. 4, 9, 16). Такая трансформация внешней зоны шельфа, приведшая к опусканию одних и воздыманию других участков дна, обусловлена, по-видимому, мелкоамплитудными неотектоническими движениями. Не исключена вероятность, что с неотектоникой связан общий наклон внешней зоны шельфа в западном направлении. Это подтверждается также профилем бровки шельфа на вертикальной плоскости (рис. В), что также характерно для Геленджикского полигона [3].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евсюков Ю.Д. Детальные исследования рельефа дна на полигонах Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. М.: Научный мир, 2011. С. 363–378.

2. Евсюков Ю.Д., Шимкус К.М. Новые данные по геоморфологии и неотектонике материковой окраины в районе Керченского пролива // Докл. АН. 1995. Т. 334. № 1. С. 83–86.
3. Евсюков Ю.Д. Детальное строение рельефа дна на Геленджикском полигоне // Докл. АН. 2003. Т. 389. № 1. С. 111–114.
4. Евсюков Ю.Д. Геоморфологическая характеристика и история развития притаманской материковой окраины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2007. № 2. С. 86–97.
5. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И. Неоднородность морфоструктур на полигонах северо-западной части Черного моря // Геология, география и глобальная энергия. 2012. № 3 (46). С. 133–143.
6. Торгунаков А.В., Мерклин Л.Р., Шимкус К.М. Новые представления о строении шельфа Кавказского побережья от пос. Архипо-Осиповка до пос. Джубга по данным высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 358–367.
7. Шимкус К.М., Москаленко В.Н., Евсюков Ю.Д. и др. О роли неотектоники, оползневых и эрозионно-аккумулятивных процессов в формировании прикавказской материковой окраины // Комплексные исследования северо-восточной части Чёрного моря. М.: Наука, 2002. С. 402–416.
8. Шимкус К.М. Процессы осадконакопления в Средиземном и Черном морях в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 2005. 280 с.
9. Благоволин Н.С. Современные вертикальные движения земной коры // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 35–45.
10. Ильин А.В. О вертикальных движениях шельфа Атлантического океана в послеледниковое время // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 2. С. 422–425.
11. Щербаков Ф.А., Есин Н.В. Особенности бровки шельфа Северного Кавказа // Океанология. 1994. Т. 34. № 2. С. 283–286.

Tectonic activity of the submeridional fault zones affected in the morphostructural restructuring of continental margin. Modern vertical movements obviously reflected in the shelf edge relief in the projection to a vertical plane.

**Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Куклев С.Б.**

(Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик, e-mail: evsgeol@rambler.ru)

**Рельеф долины реки Ашамба и Голубой бухты после наводнения 6–7 июля 2012 г. (северо-восток Черного моря)**

**Evsyukov Yu.D., Rudnev V.I., Kuklev S.B.**

(Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik)

**Relief of a valley of the river Ashamba and Blue bay after flooding on July, 6–7th, 2012 (north-east of Black Sea)**

Экстремальные явления природы (наводнения, штормы, смерчи и др.) сопровождаются разрушениями автомобильных дорог, железнодорожных насыпей, мостов, домов и оказывают воздействие на преобразование ландшафтов [1, 2]. О небывалых паводках подготовлены отчеты, обобщения, имеются публикации в журналах и газетах [3–6]. Наиболее значимые данные приведены в монографии Ю.Л. Воробьева с соавторами [6]. Из этих публикаций известны два показателя: 1 – отсутствие какой-либо закономерности в повторяемости возникновения катастрофических явлений; 2 – резкая частота наводнений в последнее десятилетие. Наиболее значимым оказался 2002 год, в течение которого обширные наводнения происходили трижды.

Подробные данные о катастрофическом наводнении 6 июля в г. Геленджик приведены в статье С.С. Волкова, где сказано: “Это и не дождь и не ливень... Это катастрофа” [3]. Однако даже в этой столь подробной публикации нет сведений о событиях в долине реки Ашамба. Бурным потоком небывалой мощности в Голубую бухту был вынесен огромный объем грязекаменного материала, существенно изменивший морфологический облик ее донной поверхности.

Длина реки Ашамба 12 км. С запада к ее руслу примыкает подножие морфологически сложно построенной горы Дооб. С востока река ограничена грядовыми возвышенностями. Подножие г. Дооб пологое, углы наклона здесь не превышают 11–14°. Западные склоны грядовых возвышенностей крутые с углами наклона от 18 до 42° (на отдельных участках свыше 50°) [7, 8]. Река Ашамба вдоль своего простираения имеет ширину 50–80, а на отдельных участках расширяется до 300 м. Площадь водосборного бассейна р. Ашамба составляет 80 км<sup>2</sup>. Орографическая высота водосбора от 132–161 (грядовые возвышенности) до 435 м (г. Дооб) [7, 8]. Средние углы наклона тальвега Ашамбы между изогипсами 80 и 40 м 11–13°, а далее, к устью реки, – 3–5°. Питание реки Ашамба составляют стоки: дождевые 62%, подземные 32%, талые 5%.

Гора Дооб и грядовые возвышенности почти сплошь покрыты лесным массивом. Во многих местах встречаются естественные обнажения горных

пород, пласты которых деформированы в складки с многочисленными трещинами. Это вполне подходящая среда для впитывания дождевых осадков низкой и средней интенсивности.

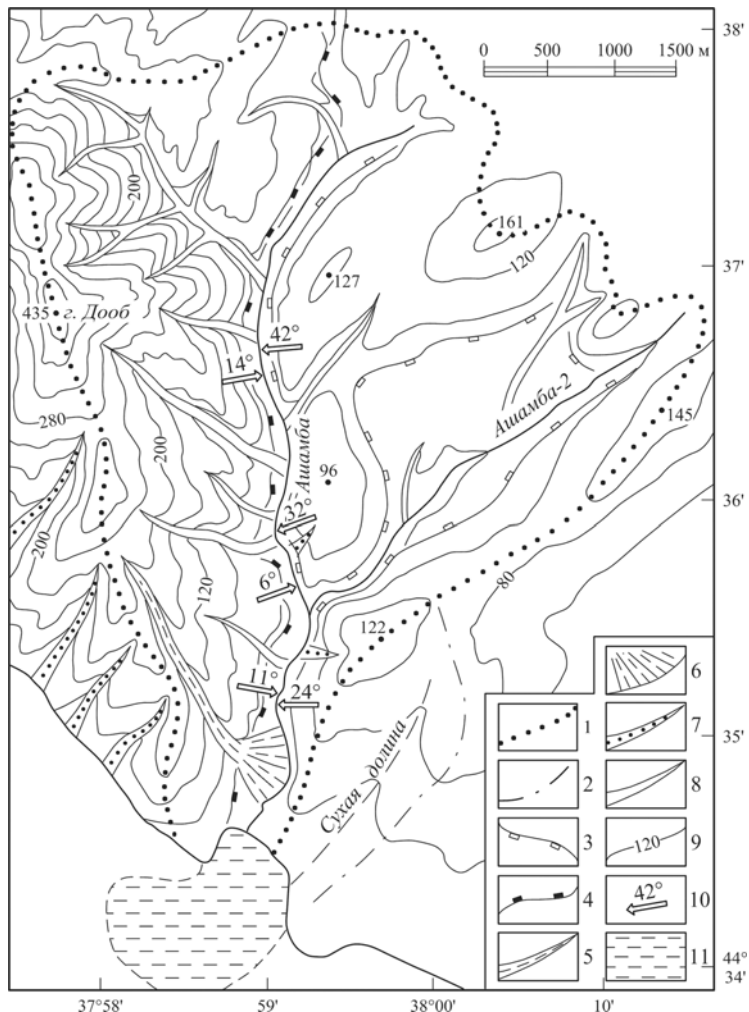


Рисунок 1. Орография долины реки Ашамба.

Границы водосборных бассейнов: 1 – реки Ашамба; 2 – Сухой долины; 3 – подножие горы Дооб; 4 – подножия грядовых возвышенностей; 5–8 – долины: 5 – антиклинальная; 6 – конус выноса; 7 – висячие; 8 – эрозионные; 9 – изогипсы; 10 – крутизна склонов; 11 – предполагаемый ареал распространения продуктов грязекаменного потока после наводнения 6–7 июля 2012 г.

Рельеф дна Голубой бухты известен по результатам эхолотной съемки, выполненной в 2010 г. на НИС “Ашамба” [7]. На основе полученных материалов промера составлены новые батиметрическая (сечение изобат через 1 м) и геоморфологическая карты. Исследование рельефа дна в 2012 г. выполнялось двумя эхолотами различных конструкций: 1. – мобильным эхолотом *EA-400/SP* фирмы “Kongsberg Maritime AS”. Устройство обеспечивает диапазон измеряемых глубин в пределах от 5 до 450 м. Навигационное устройство – спутниковый дифференциальный GPS “Trimble DSM 232”; 2. – акустической системой ADCP. Диапазон измеряемых глубин – 0.5–40 м, точность определения расстояния до дна 0.1%. ADCP скоммутирован с GPS навигатором “Crescent R100”. Суммарный промер системами *EA-400/SP* и ADCP – 15.7 км, что соизмеримо с результатами, полученными в 2010 г. для той же площади.

Из всех синоптических данных, известных на 6 июля, наиболее важное значение имеют наблюдения метеостанции аэропорта г. Геленджика. Замеры объема выпавших осадков выполнялись здесь в интервалах времени от 5–7 до 20 минут, что составило 70 и 56 определений, соответственно, за 6 и 7 июля (от 0 до 24 часов). За эти дни выпало 428.6 и 50.5 мм осадков.

Выше поймы реки уровень воды поднялся на 3–4 м. В результате катастрофического наводнения смыты древесно-кустарниковый покров, размыт крутой левый берег реки. Русло реки стало глубже на 2–3 м, а по бровке поймы – шире на 8–10 м. Огромный объем грязекаменного материала вынесен в Голубую бухту, в результате чего изменилась морфология ее донной поверхности.

С резким увеличением ливневых осадков стал нарастать уровень воды, который, в конечном итоге, достиг 7–8 м относительно дна реки и 2–2.5 м выше ее поймы. В считанные часы река превратилась в стремительный (скорость 5–7 м/с) мощный грязекаменный поток (глина, щебень, компоненты растительного покрова).

Для определения объема грязекаменного материала батиметрические карты 2010 и 2012 гг. были подготовлены в одном масштабе и с одинаковым сечением изобат (через 1 м). С обоих карт по одинаковым трассам (рис. 2, А) были составлены морфологические профили. Их анализ показывает, что мощность рыхлых осадков (РО) распространена неравномерно как по всей поверхности дна, так и по элементам морфологии (прибрежная ступень, склон и дно депрессии).

Западная прибрежная ступень покрыта РО мощностью от 10–20 см (рис. 1, Б, проф. 1–3) до 0.8–0.9 м (проф. 4, 5). На проф. 6 сnivelирована ступень (интервал глубин 6–8 м). К подножью западного склона мощность РО от 0.8–1.0 (проф. 3–5) увеличивается до 1.5–1.7 м (проф. 6, 7).

Изменчивость мощности РО восточной прибрежной ступени отмечена как для каждого профиля, так и по ее простираению. На проф. 4 сnivelирована “промежуточная” ступень (интервал глубин 1.5–3.5 м), где

максимальная мощность РО составляет 1.3 м. Неровность РО на проф. 5 и 6 определяется мощностью от 0.5–0.6 до 0.9–1.1 м. У подножия склона депрессии (проф. 7–8) наблюдается резкое увеличение мощности РО до 1.2–1.4 м.

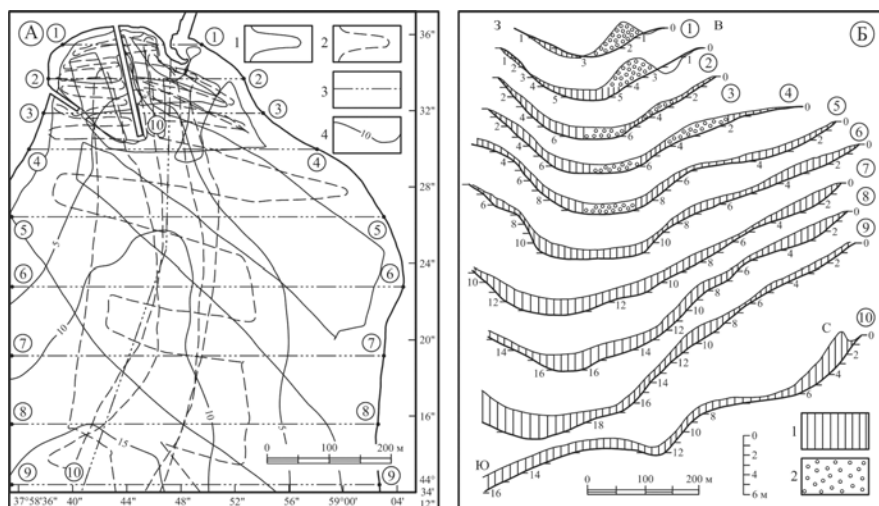


Рисунок 2. Голубая бухта.

А – профили промера, выполненные эхолотами: 1 – ADCP; 2 – EA-400/SP; 3 – положение морфологических профилей; 4 – изобаты. Б – морфологические профили: 1 – рыхлые осадки; 2 – галька и камень.

Восточный склон депрессии характеризуется изменчивой мощностью РО. На проф. 6 наименьший показатель – 0.4 м. На проф. 4–5 и 7–9 мощность колеблется от 0.7–0.9 до 1.2–1.4 м. В северной части (проф. 2–6) мощность РО составляет 1.1–1.2 м. С увеличением глубины она возрастает до 1.7–1.8 м (проф. 7, 8), а в южной составляет 2.1–2.3 м (проф. 9, 10). Исходя из приведенных величин можно предположить, что средняя мощность РО в пределах акватории 1.1–1.2 м. Исследованная площадь бухты – 420000 м<sup>2</sup>. Таким образом, масса РО, поступивших в бухту после наводнения, равна 462–546 тыс. м<sup>3</sup>.

Со склонов Северо-Западного Кавказа в Черное море стекает множество рек. Большинство из них имеют протяженность 35–50 км, а площадь их водосбора не превышает 350 км<sup>2</sup>. Во время обильных ливней большие объемы каменного и глинистого материала (твердый сток) в виде селя, достигая устьев рек, выносят в море в прибрежную волновую зону галечный материал, а на шельф – илистый [9]. Из этой же работы приведем осредненные данные твердого стока (тыс. м<sup>3</sup>/год) для рек: Пшада – 18,

Шапсухо – 20 и Туапсе – 24 тыс. м<sup>3</sup>/год. Твердый сток р. Ашамба за 6-е июля составил почти 520 тыс. м<sup>3</sup>, что в 22 раза превышает годичный показатель для реки Туапсе. Это наиболее четкое подтверждение того, что июльское наводнение было катастрофическим.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жданов А.М., Кузьминская Г.Г., Логинов В.Н. Необычайный шторм на Черном море // Океанология. 1968. Т. 8. № 4. С. 760–764.
2. Попков И.В. Активизация тектонических движений на Таманском полуострове // Геология, география и глобальная энергия. 2012. № 2 (45). С. 124–127.
3. Волков С.С. “Курортный рай” в зеркале законов природы // Газета “Геленджик”. 2012. № 7. С. 2–3.
4. Волосухин В.А., Чижов Е.А., Чижов А.Е. и др. Наводнения в п. Новомихайловском Краснодарского края: обоснование защиты // Гидротехника. 2012. № 4. С. 10–13.
5. Днестрянский И.И., Лобановский Ю.И. Наводнение в Крымске: причины и механизмы затопления города. Краснодар: Росгидромет, 2012. 12 с.
6. Воробьев Ю.Л., Акимов В.Д., Соколов Ю.И. Катастрофическое наводнение начала XXI века: уроки и выводы. М.: ДЭКС-Пресс, 2003. 352 с.
7. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Хворощ А.Б. Геоморфология материковой окраины в районе Голубой бухты (северо-восток Черного моря) // Бюлл. МОИП. Отд. геологич. 2012. Т. 87. № 3. С. 20–31.
8. Евсюков Ю.Д. Детальное строение рельефа дна на Геленджикском полигоне (Черное море) // Докл. АН. 2003. Т. 389. № 1. С. 111–114.
9. Айбулатов Н.А., Щербаков Ф.А. Шельф и берега внутренних морей. Черное море // Геоэкология шельфа и берегов морей России. М.: Неосфера, 2001. С. 166–212.

Catastrophic flooding changed morphology of the riverbed Ashamba: washed out left shore, increased the depth and the width of the river channel. Great strength and power the mudflow, in addition to the stone material, took out into the bay a large amount of finely dispersed clayey silt, which over time condensed. The morphological profiles made by results of an echo sounding demonstrate how to change the bottom relief of the bay.

**Ермолов А.А.**

(Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, e-mail: alexandr.ermolov@gmail.com)

**Морфолитодинамика дна Байдарацкой губы Карского моря на участке строительства перехода магистральных газопроводов**

**Ermolov A.A.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Bottom relief dynamics in the area of the construction of main gas pipelines on the Baidarata Bay, Kara Sea**

Изучение рельефа дна Байдарацкой губы Карского моря проводилось в 2011 г. в рамках комплексного производственного экологического мониторинга литодинамических процессов на подводном участке в период строительства объекта «Линейная часть, 1-ая нитка. Участок 111.7–186.7 км (подводный переход через Байдарацкую губу)».

После укладки и засыпки трубопроводов в траншеях на морском дне одними из лучших методов исследования литодинамических и ледово-экзарационных процессов на сегодняшний день являются батиметрическая и гидролокационная съемки рельефа дна способом площадного обследования с использованием системы многолучевого эхолота и гидролокатора бокового обзора. Этот вид дистанционных исследований наряду с традиционной съемкой рельефа дна позволяет определять состояние грунта над трубой, участки всплытия и «оголения» трубы, области аккумуляции и размыва, и, что особенно важно в арктических морях, наличие и параметры борозд ледового выпавивания, образовавшихся уже после засыпки трубопровода. Причем регулярные наблюдения на вновь засыпанных участках трубопроводов позволяют однозначно определять возраст борозд, их число за определенный период времени, глубину и ширину. Соответственно, повышается степень достоверности прогнозных оценок и снижаются риски возникновения аварийных ситуаций на инженерных объектах.

В современном рельефе дна Байдарацкой губы сохранились формы как субаэрального, так и субаквального генезиса, отражающие сложную историю развития региона в позднем плейстоцене и голоцене [1–5]. При этом субаквальный рельеф в большей степени выражен в диапазоне глубин от 0 до 15 м – в зоне наиболее интенсивного гидродинамического и ледового воздействия на дно, где формируются подводные валы и ложбины, отмели и экзарационные микроформы. Рельеф глубоководной части губы формировался на фоне крупной долины реки Пра-Оби, которая, вероятно, была заложена еще в неогене и возобновлялась в позднем плейстоцене.

Материалы ранее проведенных исследований [6] свидетельствуют о

распространении борозд ледового выпаживания на дне Байдарацкой губы до глубины 26–28 м. При этом экзарация дна на глубинах более 12–14 м является одним из основных рельефообразующих факторов в современных условиях.

Новые данные, полученные в ходе производственного мониторинга, подтверждают существующие представления. Выполненные с борта НИС «Иван Петров» гидрографические работы дали необходимую основу для составления уточненной батиметрической карты коридора трассы перехода в масштабе 1:5000, отражающей актуальную на период проведения изысканий информацию о рельефе дна. Гидролокационные работы позволили получить новые репрезентативные данные о ледово-экзарационном рельефе и остаточных деформациях дна после производства строительных работ (подготовка траншей, засыпка трубопроводов и т.п.).

Детальный анализ изображений и сравнение с имеющимися результатами работ прошлых лет показали, что в пределах обследованного коридора трассы перехода магистральных трубопроводов сколько-нибудь значимых изменений мезорельефа дна, за исключением ледовой экзарации, не установлено. Вместе с тем, результаты съемки демонстрируют большое число борозд выпаживания различного масштаба и возраста с узкими гребнями по их краям. Направление (ориентировка) борозд преимущественно параллельно оси губы с северо-запада на юго-восток. Ближе к берегам количество их уменьшается в соответствии с увеличением активности гидродинамических факторов (волнения, приливно-отливных течений и пр.). В средней части губы (глубже 12–14 м) глубина борозд около 0.8–1.0 метра, на отдельных участках достигает 1.3–1.7 м.

Следует также отметить, что активное промышленное освоение участка в последние годы, проведение гидротехнических работ и другие виды деятельности (в том числе научной и исследовательской) на акватории Байдарацкой губы обусловили нахождение здесь в навигацию множества различных судов гражданского флота. Находясь на рейде, корабли бросают якоря, которые оказывают деформационное воздействие на дно сопоставимое со следами ледовой экзарации. И, несмотря на то, что использование якорей в коридоре трассы в современных условиях практически исключено, следы воздействий такого рода могут встречаться среди линейных и криволинейных отрицательных форм рельефа на морском дне на глубинах, где низкая гидродинамическая активность обеспечивает хорошую сохранность микроформ. Это обстоятельство учитывалось при анализе данных съемки.

Сопоставление полученных данных с материалами исследований предыдущих лет показало, что экзарационное воздействие на дно в течение 2-х последних лет происходило с довольно низкой интенсивностью. Число новых экзарационных форм на дне не превышает 3–7% от их общего числа. При этом наибольшим распространением пользуются сравнительно

неглубокие борозды (до 0.6–0.8 м) сложной конфигурации, ориентированные как вдоль оси губы, так и в других направлениях. Длина этих форм различна – от первых десятков метров до сотен метров и первых километров.

Наиболее заметные и крупные деформации поверхности дна в коридоре трассы обусловлены строительными работами по дноуглублению, разработке траншей под укладку трубопроводов и их засыпке. Траншеи представляют собой линейные отрицательные формы рельефа, ориентированные с северо-востока на юго-запад и образованные механизированным способом в соответствии с проектными решениями по строительству перехода газопроводов. Всего в коридоре трассы в период проведения работ насчитывалось три параллельных траншеи, которые прослеживались фрагментарно на различных участках трассы. Глубина траншей не постоянна на всем протяжении участка съемки и зависит от многих факторов (время создания траншеи, укладка трубопровода или засыпка, интенсивность развития литодинамических процессов и т.п.). В среднем глубина составляет 1.5–2–0 м, местами до 3–0 м, ширина до 5–7 м. На трехмерных моделях рельефа вдоль траншей местами прослеживаются отвалы грунта, образованные при его изъятии со дна. Эти образования не имеют правильной формы, достигают высоты 1–2 м, местами размывы и деформированы, местами отсутствуют. Степень их сохранности на мелководье определяется интенсивностью волнового воздействия.

Разработка траншей вызывает незначительные изменения в структуре баланса наносов литодинамических систем и способна вызвать краткосрочные изменения морфологии дна на участке работ и прилегающем мелководье. Особенно хорошо это заметно в районе устья р. Яраяха (Ямальский берег), где дноуглубительные работы привели к серьезной перестройке подводного берегового склона на приустьевом участке и увеличили ширину осушки на 200–300 м. При этом сами траншеи перехватывают часть наносов, перемещающихся вдоль берега, однако серьезного влияния на литодинамику не оказывают. Заносимость траншей происходит в соответствии с особенностями гидродинамической обстановки на различных участках подводного склона, при этом скорость аккумуляции осадков сопоставима со среднемноголетними региональными значениями этого параметра.

Следует также учитывать, что строительство ведется в течение летнего динамически активного сезона, когда волновая активность достигает своего максимума. Поэтому первичная нивелировка техногенного рельефа на подводном склоне и его адаптация к существующим гидродинамическим условиям происходит под воздействием волноприливного поля, оказывающего основное воздействие на рельеф дна в сравнительно короткий период времени. В зимний период основными гидродинамическими агентами помимо ледового покрова, как на подводном

береговом склоне, так и в центральной части Байдарацкой губы являются приливно-отливные, постоянные и стоковые течения, энергия которых существенно ниже.

В целом, проведенный анализ не выявил заметной перестройки рельефа морского дна и изменения тенденций развития рельефообразующих процессов с началом строительства. Крупных очагов размыва и аккумуляции в пределах обследованной полосы дна установлено не было. Интенсивность развития литодинамических процессов, в том числе ледовозкарационных, существенно не изменилась и по-прежнему определяется сезонными особенностями атмосферной циркуляции, климатическими особенностями конкретного года и ледовой обстановкой. Локальные изменения литодинамических условий на участках разработки траншей за пределами береговой зоны (на глубинах более 6–10 м) и остаточные деформации являются малозначительными и обратимыми (при обратной засыпке) и не представляют серьезной опасности для инженерных сооружений.

Исключением является верхняя часть береговой зоны, где масштабное техногенное воздействие уже привело к интенсификации термоабразии и термоденудации на Уральском берегу, и, что более важно, их развитие прогнозируется в будущем. При этом наиболее заметные изменения в динамике береговых процессов отмечаются на участках, непосредственно примыкающих к строящимся коффердамам. Этому способствуют относительно сильные вдольбереговые потоки волновой энергии, высокая льдистость пород, слагающих берег, масштабные изъятия песчаного материала с пляжа и осушки для строительных нужд, и нарушения их вдольберегового транспорта, вызванные строительством коффердамов. Дальнейшее разрушение берега может привести к возникновению прямой опасности повреждения трубопровода под воздействием волнения, припайных льдов, криогенных процессов и пр. При этом морфология берегового уступа на данном участке, невыработанный профиль подводного берегового склона и литология пород не создают предпосылок для снижения интенсивности термоабразионного процесса в будущем, а продолжающиеся строительные работы и сокращение ширины пляжа и осушки, напротив, позволяют предполагать увеличение скорости отступания берега.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Рельеф дна юго-западной части Карского моря и история развития его в голоцене // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 89–95.
2. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Геоморфология дна Карского моря // Динамика арктических побережий России / Под ред. В.И. Соломатина и др. М.: географический факультет МГУ, 1998. С. 102–115.

3. Авенариус И.Г., Ермолов А.А., Мысливец В.И., Репкина Т.Ю. Рельеф и некоторые аспекты палеогеографии позднего валдая – голоцена в районе о. Варандей (Баренцево море) // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перегляциала. Кн.1. Апатиты, 2001. С. 135–147.
4. Камалов А.М., Огородов С.А., Бирюков В.Ю. и др. Морфолитодинамика берегов и дна Байдарацкой губы на трассе перехода магистральными газопроводами // Криосфера Земли. 2006. № 3. С. 3–14.
5. Бирюков В.Ю., Ермолов А.А., Огородов С.А. Рельеф дна Байдарацкой губы Карского моря // Вестник Московского государственного университета. Серия 5. География. 2008. № 5. С. 80-84.
6. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Издательство Московского университета, 2011. 173 с.

In the present work, the results of field investigations of morphology and dynamics of the bottom relief of the Baidaratskaya Bay of the Kara Sea in the area of the underwater pipeline crossing construction (gas pipeline Bovanenkovo-Ukhta) are presented. The morphology and morphometry of ice gouges and other forms is given in the article.

**Жамойда В.А.<sup>1</sup>, Григорьев А.Г.<sup>1</sup>, Рябчук Д.В.<sup>1</sup>,  
Спиридонов М.А.<sup>1</sup>, Амантов А.В.<sup>1</sup>, Кропачев Ю.П.<sup>1</sup>, Неевин  
И.А.<sup>1</sup>, Сергеев А.Ю.<sup>1</sup>, Пименов Н.В.<sup>2</sup>, Канапатский Т.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: [vladimir\\_zhamoida@vsegei.ru](mailto:vladimir_zhamoida@vsegei.ru); <sup>2</sup>Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, Москва)

**Условия формирования покмарков по данным  
комплексных геолого-геофизических исследований в  
восточной части Финского залива**

**Zhamoida V.A.<sup>1</sup>, Grigoriev A.G.<sup>1</sup>, Ryabchuk D.V.<sup>1</sup>,  
Spiridonov M.A.<sup>1</sup>, Amantov A.V.<sup>1</sup>, Kropachev Yu.P.<sup>1</sup>, Neevin  
I.A.<sup>1</sup>, Sergeev A.Yu.<sup>1</sup>, Pimenov N.V.<sup>2</sup>, Kanapatskij T.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St.Petersburg; <sup>2</sup>Winogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow)

**Conditions of pockmark formation revealed according the data  
of geological-geophysical survey in the eastern Gulf of Finland**

В Балтийском море метановые кратеры или покмарки выявлены в районах распространения газонасыщенных осадков в Гданьской, Арконской и Готландской впадинах [1–3]. В заливе Экенфорде причиной возникновения покмарков вероятно являются выходы подземных вод [4]. В пределах Стокгольмского архипелага обнаружены многочисленные покмарки, большая часть которых образована за счет просачивания глубинных термальных газов по разломам в кристаллических породах [5].

В восточной части Финского залива при проведении ВСЕГЕИ в 1989–2000 гг. работ методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) в рельефе и геологическом разрезе четвертичных отложений было выявлено около 25 воронкообразных структур. Их горизонтальный размер не превышает 10–20 м, а глубина – 1–2 м. Все выявленные в ходе геологической съемки образования были приурочены к зонам устойчивого накопления голоценовых илов с высоким (более 5%) содержанием органического вещества.

В 2009 г. при проведении работ ВНИИОкеангеология покмарки были обнаружены в Копорской губе [6]. Было высказано предположение о фильтрации в районе покмарков воды с отличающимся от морского, соевым составом.

В 2009–2012 гг. в ходе проведения работ по мониторингу состояния геологической среды дна Финского залива ВСЕГЕИ были получены новые материалы о распространении покмарков и геолого-геоморфологических условиях их формирования [7]. По данным НСП было подтверждено, что

существенная часть покмарков, сопряжена со слоями верхнеголоценовых морских алевропелитовых газонасыщенных илов (рис.1).



Рисунок 1. Покмарки (район о-ва Гогланд) на записи НСП. Совместный рейс ВСЕГЕИ и Геологической Службы Финляндии на НИС «Аранда» (2009)

Второй тип покмарков установлен в областях отсутствия мощных толщ голоценовых илов. Наибольшая плотность нахождения таких структур обнаружена в восточной части Копорской губы [8], где при площадной съемке методом ГЛБО, (ВСЕГЕИ, 2012–2013 гг.) и многолучевым эхолотированием (ООО «Петрослав Гидросервис») на площади около 20 км<sup>2</sup> было выявлено более 100 покмарков (рис. 2).

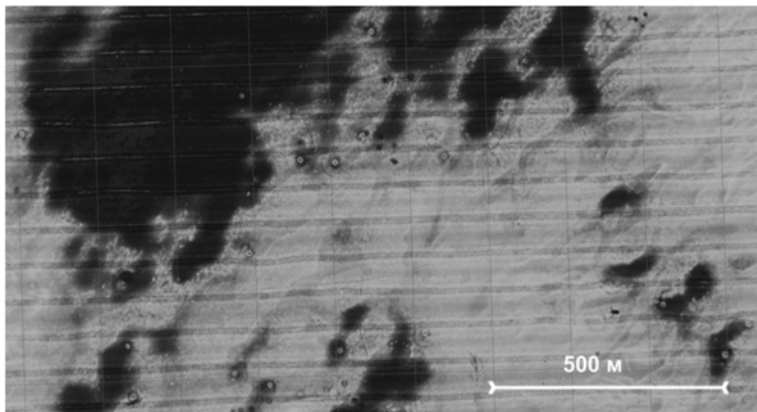


Рисунок 2. Фрагмент планшета съемки методом многолучевого эхолотирования (бэкскадтер) (2013 г.)

Дочетвертичные образования дна Копорской губы представлены отложениями валдайской серии верхнего венда. С породами старорусской свиты и частично нижней подсвиты василеостровской свиты верхнего венда связан мощный Вендский водоносный комплекс. Воды комплекса - трещинно-пластовые, напорные, хлоридные натриевые, с достаточно высокой степенью минерализации. Вблизи от поля распространения покмарков протягивается палеодолина, врезанная до отметок –75–80 м. На склонах палеодолины может происходить подводная разгрузка напорных вод. Четвертичные отложения представлены мореной валдайского оледенения, а также ледниково-озерными глинами и флювиогляциальными отложениями. Мощность голоценовых осадков непосредственно в районе развития поля покмарков не превышает первых десятков сантиметров. Заверенные пробоотбором результаты многолучевого эхолотирования (рис. 2): черный цвет – слой илов на поверхности, серый – плейстоценовые глины, перекрытые покровными песками, показали отсутствие приуроченности покмарков к полям илов.

Характерной чертой выделенного в пределах Копорского залива поля покмарков является то, что оно расположено в пределах зоны разновозрастных малоамплитудных разломов и разрывов. Причем достаточно часто отмечается пространственная связь разрывных нарушений и зон скопления покмарков.

Анализ форм покмарков по глубине и форме «кратера» позволил предположить наличие их разновозрастных генераций, с выделением молодых, зрелых и реликтовых разностей (рис. 3).

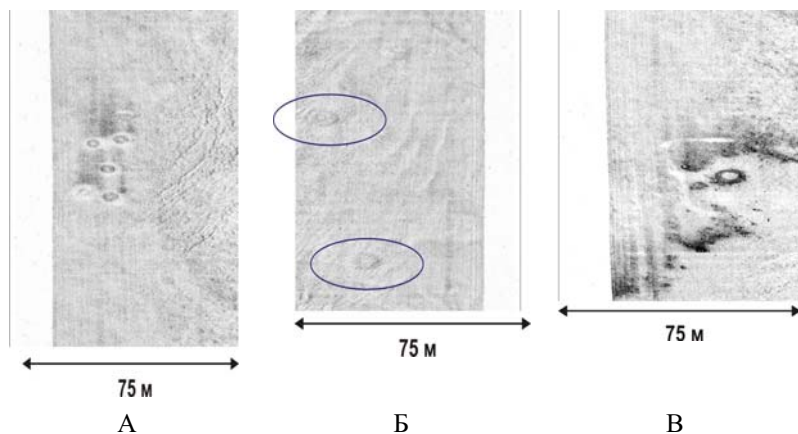


Рисунок 3. Фрагменты сонограммы ГЛБО (2012 г.) в Копорской губе: А – «активные» покмарки (диаметр 5 м), Б – «реликтовые» покмарки (диаметр 15 м), В – «зрелый» покмарк (диаметр 13–14 м)

Исследование газовой составляющей в разрезах грунтовых колонок, отобранных в 2013 г. внутри кратеров покмарков, показало неоднозначные результаты (рис. 4). В ряде случаев наблюдается значимое увеличение концентрации метана в подстилающих ледниково-озерных глинах, в которых, как правило, содержание органического вещества минимально.

Гидрохимические исследования придонных вод в районе расположения покмарков показали, что концентрации таких макрокомпонентов, как K, Na, Mg, Ca, Li на порядок и более превосходят их фоновые значения для района Шепелевского плеса. Значительно повышены по отношению к фону концентрации Cr, Ni, As, Se. При этом отмечен дефицит Pb, La, Cd. Концентрации Cl, Mn, Fe близки к фоновым. Можно предположить, что такие гидрохимические показатели могут быть обусловлены разгрузкой подземных вод Вендского водоносного комплекса, характеризующегося гидрокарбонатными натриевыми, кальциево-магниевыми водами.

Совмещение в одном районе глубинного разлома, зон трещиноватостей, палеодолины и водоносных горизонтов создает предпосылки для образования покмарков за счет разгрузки подземных вод, либо подводных выходов газов и вод глубинного происхождения, либо комплекса этих факторов. Наличие разновозрастных генераций покмарков указывает на пульсационный характер их возникновения, что может быть индикатором активизации глубинных тектонических процессов.

*Работа частично выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ-11-05-01093-а и проекта TOPCONS по программе ENPI.*

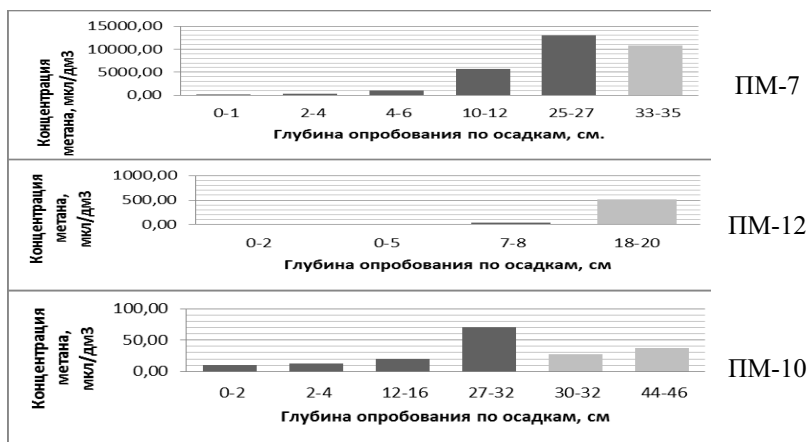


Рисунок 4. Изменение содержания метана в грунтовых колонках: черный цвет – голоценовые илы, обогащенные органикой; серый – плейстоценовые ледниково-озерные глины

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геодекян А.А., Троцюк В.Я. Газовые кратеры на дне Балтики – индикаторы процессов миграции углеводородов из недр // Геоакустические и газолитогеохимические исследования в Балтийском море. Геологические особенности разгрузки флюидных потоков / Под ред. Геодекяна А.А., Троцюка В.Я., Блажчишина А.И. М.: ИО АН СССР, 1990. С. 6–11.
2. Pimеноv N.V., Ulyanova M.O., Kanapatsky T.A. et al. Microbially mediated methane and sulfur cycling in pockmark sediments of the Gdansk Basin, Baltic Sea // *Geo-Marine Letters*. 2010. V. 30 (3–4). P. 439–448.
3. Ulyanova M., Sivkov V., Kanapatskij T. et al. Methane fluxes in the southeastern Baltic Sea // *Geo-Marine Letters*. 2012. V. 32 (5–6). P. 535–544.
4. Whiticar M.J. Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and freshwater seepages in Eckernförde Bay // *Marine Geology*. 2002. V. 82. № 1–2. P. 29–53.
5. Soderberg P., Floden T. Gas seepages, gas eruptions and degassing structures in the seafloor along the Stromrna tectonic lineament in the crystalline Stockholm Archipelago, east Sweden // *Continental Shelf Research*. 1992. V.12. № 10. P. 1157–1171.
6. Иванова В.В., Кириевская Д.В., Болотов А.Е. Геохимическая характеристика донных отложений в зоне покмарков в восточной части Финского залива // Балтийский регион. 2011. № 1 (7). С.78–89.
7. Информационный бюллетень № 11. Состояние геологической среды прибрежно-шельфовой зоны Баренцева, Белого и Балтийского морей. СПб., ФГУНПП «Севморгео», 2009. 34 с.
8. Жамойда В.А., Рябчук Д.В., Спиридонов М.А. и др. Геолого-геоморфологические условия формирования пок-маков в восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 54. С. 25–37.

In 2009–2012 new data concerning distribution of pockmarks in the eastern Gulf of Finland as well as geological and geomorphologic conditions of their formation were gathered within the monitoring of geological environments. The pockmarks discovered within the areas of silty-clayey mud sedimentation in the central part of the gulf were formed as a result of biogenic gas-seepage. In the Kopora Bay pockmarks were probably formed as a result of groundwater discharge from the Vendian aquifer system, although it is possible to find some spatial correlation with tectonic faults distribution.

**Жулёва Е.В.<sup>1</sup>, Рашидов В.А.<sup>2</sup>, Чесалова Е.И.<sup>3</sup>,  
Акманова Д.Р.<sup>2</sup>, Метальников А.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

[lenageo@rambler.ru](mailto:lenageo@rambler.ru); <sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г.

Петропавловск-Камчатский; <sup>3</sup>Государственный геологический музей им. В.И.

Вернадского РАН, г. Москва)

## **Современные технологии в геолого-геоморфологическом изучении Магеллановых гор Тихого океана**

**Zhuleva E.V.<sup>1</sup>, Rashidov V.A.<sup>2</sup>, Chesalova E.I.<sup>3</sup>, Akmanova  
D.R.<sup>2</sup>, Metalnikov A.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup> Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of Volcanology and

Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; <sup>3</sup> Vernadsky State Geological Museum  
RAS)

## **Modern technologies in the geologic-geomorphologic study of Magellan seamounts in the Pacific Ocean**

Создание информационного ресурса (ИР) по гайотам Магеллановых гор Тихого океана включено в программу ЕСИМО, направленную на сбор, накопление, обработку и распространение информации об обстановке в Мировом океане.

Магеллановы горы представляют собой дугообразную цепь вулканических построек, длиной более 1200 км, которая разделяет Восточно-Марианскую котловину на две впадины: северную – Пигафетта и южную – Сайпан. На западе цепь ограничена Марианской системой желобов и поднятий, на юго-востоке – поднятиями Больших Каролинских и Маршалловых островов. По Магеллановым горам накоплен значительный объем геолого-геоморфологической информации, полученной в рейсах Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Института океанологии РАН и ГНУ «Южморгеология». Обобщение и анализ в рамках ИР этой информации, а также литературных данных и материалов из сети Интернет, направлены на изучение морфологических характеристик гайотов и подводных гор, пространственно-временных особенностей проявления мелового вулканизма Тихого океана и эволюции рельефа вулканических построек, а также выявление закономерностей распределения железомарганцевых образований (ЖМО) в районе Магеллановых гор.

ИР по гайотам Магеллановых гор включает в себя web-сайт «Магеллановы горы (Тихий океан)», расположенный по адресу: <http://guyot.ocean.ru/>, геоинформационную систему (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана» в ArcGIS Online и базу данных (БД) [1, 2]. Организовано взаимодействие web-сайта, ГИС и БД. В ИР приводится информация о 27 меловых подводных вулканических постройках Магеллановых гор.

мерностей их распределения. Методической основой применения современных технологий для решения морфометрических и морфологических задач является создание электронных карт, совмещенных с БД. Такое совмещение дает возможность сопоставлять неограниченное количество параметров, оперативно совмещая любые тематические карты в общей географической системе, и устанавливать скрытые пространственные зависимости различных величин друг от друга.

При создании web-сайта использован универсальный web-портал (сайт), предназначенный для сбора и хранения океанологической информации. Оптимальной программной платформой для работы данного портала является конфигурация, включающая сервер Linux/Unix, HTTP-сервер Apache, сервер баз данных MySQL версии не ниже 5.XX и интегрированный язык программирования PHP версии не ниже 5.3. Web-портал имеет два типа интерфейса – пользовательский (frontend) и административный (backend). Web-портал построен по модульной схеме и допускает установку дополнительных компонент и модулей. Дизайн портала задается набором PHP файлов – темплейтом, с использованием технологии каскадных таблиц стилей (CSS).

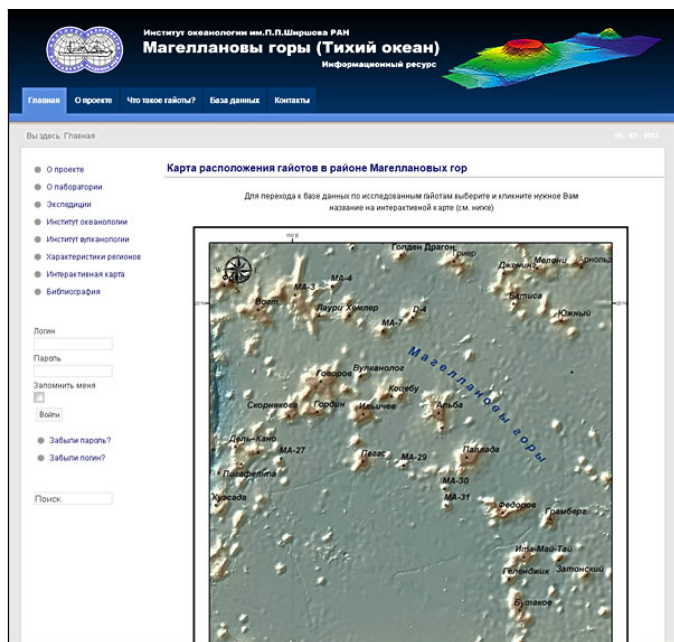


Рисунок 1. Главная страница информационного ресурса  
На главной странице web-сайта «Магеллановы горы (Тихий океан)» размещена интерактивная батиметрическая карта, с которой осуществляется

переход непосредственно в БД к описаниям отдельных гайотов и подводных гор, содержащим текстовую и графическую информацию (рис. 1).

Графическая информация представлена крупномасштабными батиметрическими картами, геологическими и геофизическими картами, картами различных морфометрических признаков (азимуты простираения, углы наклона склонов и др.). Для ряда вулканических построек приведены карты распространения ЖМО.

Для расчета морфометрических характеристик гайотов и подводных гор был разработан алгоритм выделения собственно вулканической постройки – ее контура. Алгоритм заключается в расчете градиентов уклона поверхности дна океана. Для определения контура горы выделялись области положительного градиента, превышающего  $5^\circ$ , в пределах замкнутых изолиний (гора – замкнутая форма рельефа) (рис. 2).



Рисунок 2. Выделенные контуры подводных гор.  
Светлые линии – основания, темные линии – плоские вершины,  
черные точки – вершины.

После выделения контура подводной горы рассчитывались координаты вершины, глубины нахождения основания и вершины, высота постройки, азимут простираения, степень изометричности, наличие террас, степень изрезанности, площадь, объем и т.д. Данные параметры заносились в атрибу-

тивную таблицу шейп-файла.

В ГИС «Магеллановы горы Тихого океана» наборы карт представлены в двух масштабах: региональные мелкомасштабные карты северо-западной части Тихого океана, исходной информацией для построения которых явилась единая батиметрическая карта океанического дна GEBCO\_08 (<http://www.gebco.net>) с разрешением 30 секунд, и крупномасштабные карты отдельных построек Магеллановых гор. В качестве базовых слоев представлены геологическая карта масштаба 1:10 000 000, карта гравиметрического поля и карта поверхности Мохоровичича.

БД в настоящее время содержит каталожную информацию о постройках Магеллановых гор (официальное название, координаты, время образования, абсолютные высоты, площадь основания, азимут простираения и т.д.) и список российских и иностранных литературных источников из 135 наименований.

ГИС «Магеллановы горы Тихого океана» опубликована в виде ГИС-сервиса и представлена на ресурсе ArcGIS Online в качестве актуализированной для пользователя web-карты (рис. 3), что позволяет использовать ее не только для просмотра через web-браузер, но и в настольных приложениях.

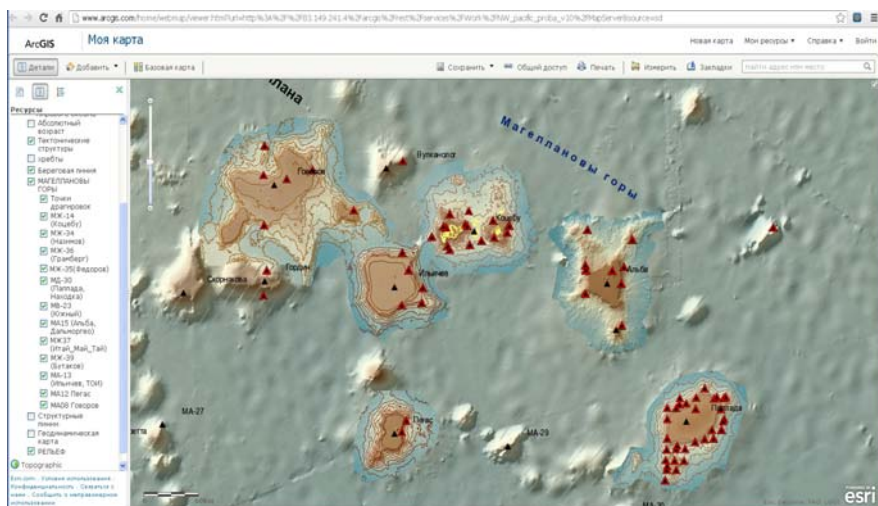


Рисунок 3. Фрагмент карты Магеллановых гор, опубликованной на ресурсе ArcGIS Online

Для организации хранилища данных было применено универсальное, свободно распространяемое программное обеспечение для работы с данны-

ми K2, совместно разработанное компаниями JoomlaWorks Ltd. (Швейцария) и Nuevvo Webware Ltd. (Греция). Отличительной особенностью хранилища данных является наличие системы экспорта и импорта с использованием стандартного формата CSV, что позволяет конвертировать данные из хранилища в другие распространенные форматы (DBF, MDB, XLS и др.) и выполнять операции резервного копирования данных. Эта система дает возможность подготовки файлов данных вне хранилища по заданному формату с их дальнейшим импортом, а также конвертации и последующего импорта данных из сторонних источников.

ИР находится на стадии перманентного формирования и, несомненно, является новой вехой в изучении мелового вулканизма Тихого океана.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00974-а).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чесалова Е.И., Асавин А.М., Жулёва Е.В., Мельников М.Е., Рашидов В.А. Геоинформационная система (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана» // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2011. С. 219–223.
2. Жулёва Е.В., Рашидов В.А., Метальников А.А., Акманова Д.Р., Чесалова Е.И. Создание информационного ресурса по гайотам Магеллановых гор Тихого океана на основе универсальных технологий хранения геолого-геофизических данных // Современные методы и средства океанологических исследований. Материалы XIII Международной научно-технической конференции «МСОИ-2013». М: АИР, 2013. Т. 2. С. 40–45.

Information resource on Magellan seamounts guyots includes a website «Magellan seamounts (The Pacific)», a «Magellan seamounts of the Pacific» geoinformation system in the ArcGIS Online, and a database. The website, the geoinformation, and the database are all interconnected. Information resource, which is being filled with content, provides data on 27 Cretaceous submarine volcanic edifices within Magellan seamounts.

## **Зарайская Ю.А.**

(Геологический институт Российской академии наук, Москва)

e-mail: [geozar@yandex.ru](mailto:geozar@yandex.ru))

## **Сейсмическая активность сильных вулканических извержений ультра-медленных спрединговых хребтов Гаккеля, Юго-Западного Индийского и Рейкьянес**

## **Zarayskaya Yu.A.**

(Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow)

## **Seismic activity of major volcanic eruptions of the ultra-slow spreading Gakkel, the Southwest Indian and Reykjanes Ridges**

Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) относится к спрединговым хребтам с ультра-медленной скоростью, которая составляет около 15 мм/год [1]. ЮЗИХ самый протяженный из всех ультра-медленных спрединговых хребтов, его длина составляет 7700 км, он протягивается от тройного сочленения Буве до тройного сочленения Родригес. Извержение вулкана, выявленное в ходе настоящего анализа сейсмических данных, произошло в пределах крайнего восточного сегмента хребта в 550 км от тройного сочленения Родригес. Этот участок хребта имеет характерное для хребтов с ультра-медленной скоростью спрединга сильное расчленение рельефа. Рифтовая долина имеет глубину 4500–5600 м. Ширина дна рифтовой долины от 20 до 45 км, только в непосредственной близости от тройного сочленения Родригес рифтовая долина имеет клиновидную форму и сужается до 3.5 км. Борта долины очень крутые с перепадом высот около 3000–4000 м. Минимальные глубины в районе рифтовых гор составляют 1200–2600 м. Данный сегмент ЮЗИХ протягивается на 1040 км от трансформного разлома Мелвилл до тройного сочленения Родригес и на всем протяжении не нарушен трансформными разломами.

Хребет Гаккеля является центром спрединга Евразийского бассейна. Скорость спрединга составляет около 10 мм/год [2]. На западе через сложное сочетание трансформных разломов и рифтов он переходит к хребту Книповича. На востоке хребет Гаккеля упирается в лаптевоморскую континентальную окраину, где его продолжение под мощными толщами осадков континентального склона прослеживается по геофизическим данным. Видимая протяженность хребта составляет около 1600 км, далее на протяжении 200 км морфологически хребет выражен продольной впадиной рифтовой долины (рифтовые горы практически полностью погребены под мощными толщами осадков) [3]. Осевая часть рифтовой долины в среднем опущена на 2000–3000 м ниже уровня моря, рифтовые горы возвышаются над абиссальной равниной на 1000–2000 м. Рельеф впадин выровнен осадочным чехлом, за исключением гребневой зоны хребта.

Хребет Рейкьянес протягивается от трансформного разлома Байт на юге до шельфа Исландии на севере на 870 км. Скорость спрединга составляет 18.5–20.0 мм/год [4], таким образом, хребет относится к ультра-медленно спрединговому. Морфология хребта отличается от характерной для хребтов с такой скоростью спрединга. Основное влияние на формирование рельефа хребта оказывает Исландский мантийный плюм. Около Исландии рельеф хребта представлен осевым поднятием, более характерным для быстро-спрединговых хребтов. Слабо выраженная рифтовая долина появляется только вблизи трансформного разлома Байт. Рифтовая долина изменяется от 2500 м на юге до 500 м около 60°с.ш., а севернее появляется осевое поднятие. Для морфологии хребта Рейкьянес характерны эшелони-рованные, расположенные ортогонально к направлению раздвижения осевые вулканические хребты протяженностью от 5 до 40 км. На всем протяжении хребта трансформные разломы отсутствуют.

Данные о землетрясениях были получены из он-лайн каталога сейсмологических данных (США) Передовой Национальной Сейсмологической Системы ANSS (<http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html>). Исходная выборка содержит события, зарегистрированные с 1963 по 2012 год на восточный сегмент ЮЗИХ, хребет Рейкьянес и хребет Гаккеля. После фильтрации по числу зарегистрировавших событие станций ( $NST \geq 12$ ) выявлено 1856 событий с погрешностью определение координат меньше 10 км. Каталог содержит землетрясения с магнитудой  $M_b \geq 3.0$ . Так как объективно установить точные координаты событий невозможно, в работе предполагается, что их положение определено с достаточной точностью.

Рассматриваемые участки срединно-океанического хребта имеют схожие черты проявления сейсмической активности, отличные от характеристик хребтов с медленной и средней скоростью спрединга. В первую очередь из-за отсутствия трансформных разломов разрядка накапливающихся напряжений происходит здесь более равномерно на всем протяжении рифтовых долин. Землетрясения происходят как в пределах днища долин, так и на их бортах. Для хребта Гаккеля характерно некоторое увеличение сейсмической активности в западном направлении при приближении трогоу Лена. Восточный сегмент ЮЗИХ имеет более равномерное распределение сейсмичности вдоль рифтовой долины, но общее количество событий здесь в 4 раза меньше, чем на других изучаемых хребтах. Хребет Рейкьянес характеризуется повышенной вулканической активностью, что видно из особенностей проявления сейсмичности. Повышенная сейсмическая активность характерна для отрезка хребта с выраженной рифтовой долиной. При переходе через 60°с.ш. до 61°с.ш. активность практически прекращается, а затем вновь возобновляется.

В пределах рассматриваемого сегмента ЮЗИХ в районе с центром в точке 65.7°в.д. наблюдается скопление землетрясений. Здесь было зарегистрировано 59 землетрясений. Разрядка напряжений на этом участке происходи-

ла в период 1996–2001 гг. Максимальное количество землетрясений произошло в 1996 и 1997 гг. (по 12 событий), затем в 1998 и 1999 гг. активность несколько снизилась (8 и 6 событий соответственно), в 2000 г. было зарегистрировано 11 событий, в 2001 г. еще 7 толчков. До и после этого периода в анализируемой базе данных землетрясений на данный участок не содержится. На карте аномального магнитного поля сильной современной аномалии не наблюдается, тогда, как на карте аномалий силы тяжести в изостатической редукции на этом участке располагается сильная отрицательная аномалия  $-69$  мГал (Соколов С.Ю., 2013, персональное сообщение), что указывает на недостаток масс над компенсационной поверхностью. В осевой зоне СОХ данные минимумы могут интерпретироваться восходящим потоком мантийного расплава или магматическими камерами. По характеру сейсмической активности в данном районе можно предположить, что в этот период происходило продолжительное вулканическое извержение, которое и отразилось в характере сейсмической активности. На северном борту ЮЗИХ в районе рифтовых гор напротив зоны сейсмической активности батиметрической съемкой была зафиксирована крупная возвышенность с вершиной на глубине 1200 м.

В районе  $80^0$ – $90^0$  в.д. на хребте Гаккель зарегистрировано 143 события, 117 из которых произошли в 1999 году. Данные землетрясения однозначно связаны с извержением вулкана, подробно описанным в статьях Толстого и коллег [5] и Эдвардса и коллег [6]. Авторы отмечают, что характер, как вулканизма, так и сейсмической активности был беспрецедентным для срединно-океанических хребтов. Судя по сейсмическим данным, извержение началось в феврале и продолжилось до августа. Магнитуда событий варьируется от  $M_b=3.7$  до  $M_b=5.8$ . Максимальное количество землетрясений (25 событий) имеет магнитуду  $M_b=4.5$ . Характер сейсмической активности оставался неизменным на протяжении всего извержения. На карте аномального магнитного поля современная аномалия значительно менее сильная, чем на других участках хребта. На карте аномалий силы тяжести в изостатической редукции (Соколов С.Ю., 2013, персональное сообщение), также как на ЮЗИХ, в районе извержения выделяется отрицательная аномалия до  $-20$  мГал, надежно выделяемая на фоне локального поля вдоль хребта Гаккеля. Сравнимое по силе и продолжительности вулканическое извержение было зафиксировано лишь в районе Исландии.

В 2005 г. на хребте Рейкьянес в районе  $61.7^0$ – $62.4^0$  с.ш. зарегистрировано 133 землетрясения. Сейсмическая активность продолжалась всего два месяца (май–июнь) при этом в первый месяц было зарегистрировано 110 событий, а во второй 23, после чего в данном регионе было зарегистрировано только два события в сентябре 2005 г. и в апреле 2006 г., после чего сейсмическая активность в этом районе прекратилась. Магнитуда зарегистрированных событий составляет от  $M_b=3.8$  до  $M_b=5.2$ , а среднее значение составило  $M_b=4.4$ . Слабые землетрясения произошли на периферии зоны актив-

ности,  $f$  в центральной части зарегистрирована основное количество событий с магнитудой от  $M_b=4.2$  до  $M_b=4.6$ . Характер сейсмической активности, хотя и менее продолжителен, чем на хребте Гаккеля, но имеет определенные черты сходства. Однако проявление геофизических полей в данном районе отличается от вышеописанных особенностей ЮЗИХ и хребта Гаккеля. Современная магнитная аномалия на хребте Рейкьянес значительно более выраженная, что обусловлено повышенной продуктивностью магматизма под влиянием Исландской горячей точки, в то время как аномалия силы тяжести в изостатической редукции на этом участке положительная (Соколов С.Ю., 2013, персональное сообщение), что бывает при продуктивном вулканизме, создающим значительные постройки на спрединговом фундаменте, создающие избыток масс.

Выявленные эпизоды сейсмической активности на трех ультра-медленных спрединговых хребтах выделяются на общем фоне характерной для этого класса сейсмичности. Их интенсивность, продолжительность и локализация указывает на приуроченность к сильным вулканическим извержениям, что удалось подтвердить в районе хребта Гаккеля детальной сонарной съемкой [5, 6]. Подобная интенсивность вулканической деятельности не характерна ни только для ультра-медленного спрединга, но и для хребтов смедленными и средними скоростями. Разрядка напряжений на срединно-океанических хребтах происходит равномерно и постепенно, тогда как скопления землетрясений характерны для областей трансформных разломов. Хотя все три события, скорее всего, приурочены к сильным извержениям вулканов, они различаются между собой и по продолжительности, и по количеству зарегистрированных землетрясений. Выраженность геофизических аномалий также разнится от хребта к хребту.

Таким образом, исследование показывает, что сильные вулканические извержения происходили на трех ультра-медленных хребтах. Анализ сейсмичности других хребтов этой группы не выявил подобных событий, но период регистрации сейсмичности в районах СОХ насчитывает всего 30 лет, что не позволяет получить данные о частоте и распространенности подобных событий.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Patriat P., Sauter D., Munsch M., Parson L. A survey of the Southwest Indian Ridge axis between Atlantis II Fracture Zone and the Indian Ocean Triple Junction: regional settings and large scale segmentation // *Marine Geophysical Researches*. 1997. № 19. P. 457–480.
2. Dick H., Lin J. & Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // *Nature*. 2003. V. 426. P. 407–412.
3. Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В. и др. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. СПб:ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 40–54.

4. DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. P. 1–80.
5. Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Edwards M.H., Kurras G.J. Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge // *Nature*. 2001. V. 29. № 12. P. 1139–1142.
6. Edwards M.H., Kurras G.J., Tolstoy M. et al. Evidence of recent volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkel ridge // *Nature*. 2001. V. 409. P. 808–812.

In 2001, Edwards and colleagues [6] described the eruption of a volcano on the Gakkel Ridge. Intensity and duration of the eruption is comparable with those on the Iceland. The seismicity analysis of the ultra-slow ridges revealed the presence of an eruption on the Reykjanes Ridge with comparable forth and duration and a long-term strong event on the Southwest Indian Ridge.

## **Иваненко А.Н.<sup>1</sup>, Шишляев В.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: [aliv54@ocean.ru](mailto:aliv54@ocean.ru);

<sup>2</sup>МГРИ-РГГРУ им. С. Орджоникидзе, г. Москва, e-mail: [shishlyaev@yandex.ru](mailto:shishlyaev@yandex.ru).)

### **Автоматическое картирование источников потенциальных полей**

**Ivanenko A.N.<sup>1</sup>, Shishlyaev V.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,; <sup>2</sup>Russian State Geological Prospecting University, Moscow)

### **Automatic mapping of potential field sources**

Автоматическое определение положения и типа источников аномалий потенциальных полей особенно актуально в свете резко возросших объемов и детальности геофизических съемок, в том числе и на акваториях.

Предлагается развитие технологий автоматического картирования источников потенциальных полей для 2D и 3D случаев. Исходными данными для этого служат аномалии магнитного поля Земли или ускорения силы тяжести и устойчиво рассчитанные по ним полные наборы градиентов поля в профильном и площадном вариантах.

В двухмерном случае технология позволяет определять положение и тип источника поля посредством объединения в едином «смарт-алгоритме» различных способов оценки положения источников поля – спектрального, деконволюции Эйлера, вейвлет-преобразования и нелинейной инверсии модуля аналитического сигнала. Использование и автоматическое сопоставление решений, получаемых различными способами, ведет к большей устойчивости и надежности оценок. Локализация источников поля по латерали осуществляется по принципу – «один локальный максимум модуля аналитического сигнала – один источник поля», что вполне оправдано для большинства случаев. С целью разделения близко расположенных источников используются вторые и более высокие производные исходных полей, а для разделения по глубине – полосовая или винеровская фильтрация.

Для площадных данных в случае магнитного поля необходима предварительная редукция аномалии к полюсу, поскольку форма аналитического сигнала в 3D случае зависит от направления намагниченности. Оценив среднее направление намагниченности для изучаемой площади, (например, по методу магнитных моментов), мы редуцируем аномалию к полюсу и переходим к ее градиентам, из которых наиболее важны модуль горизонтального и модуль полного градиента («аналитический сигнал»). Максимумы первого из них хорошо маркируют горизонтальное положение (границы) протяженных источников поля, при этом их положение мало чувствительно к глубине залегания источников.

Максимумы модуля аналитического сигнала приурочены, в первую очередь, к точечным источникам аномалий, их центрам (магнитных) масс и

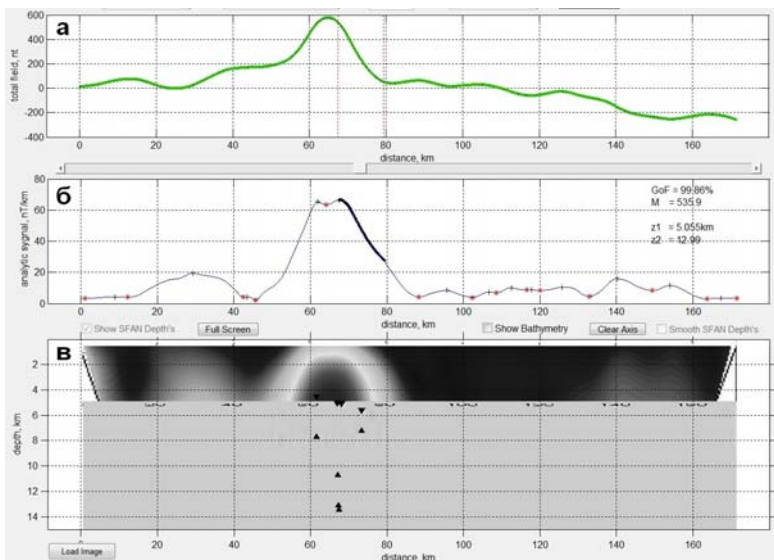


Рисунок 1. Автоматическое определение положения источников аномалий магнитного поля в 2D случае, хребет Маркус-Неккер, Тихий океан. а) Аномальное магнитное поле. б) Аналитический сигнал, положение его локальных максимумов (+) и минимумов (\*), толстая линия – аналитический сигнал от выбранного локального источника поля (горизонтальный контакт), GoF – качество подбора, M – скачок магнитного момента в зоне контакта, z1 и z2 – глубины до верхней и нижней кромок контакта. в) Положение источников аномалий (верхняя и нижняя кромки контакта, треугольники) и коэффициенты вейвлет-преобразования (Коши-вейвлет).

границам неглубоких аномалообразующих тел. Как и в 2D случае, вначале производится локализация источников аномалий по горизонтали. С этой целью нами разработан алгоритм т.н. «ранговой фильтрации», позволяющий находить локальные максимумы градиентов поля с учетом их локальных характеристик.

Итак, ранговый фильтр  $R(k, \tau)$  порядка  $k$  и толерантности  $\tau$  для текущей точки матрицы  $A$  (изображения, грида) определяется как проверка превышения суммой логических проверок о превышении значения в данной точке соседних на величину  $\tau$  порога  $k$ :

$$R(k, \tau)_{ij} = (a_{ij} - a_{i-1,j} > \tau) + (a_{ij} - a_{i+1,j} > \tau) + (a_{ij} - a_{i,j-1} > \tau) + (a_{ij} - a_{i,j+1} > \tau) + ((a_{ij} - a_{i-1,j-1} > \tau) + (a_{ij} - a_{i+1,j+1} > \tau) + (a_{ij} - a_{i-1,j+1} > \tau) + (a_{ij} - a_{i+1,j-1} > \tau)) / \sqrt{2} > k \quad (1)$$

(проверки условий по диагоналям суммируются с весами  $1/\sqrt{2}$ ).

Максимальное значение суммируемых величин в правой части (1) может достигать значения  $4 + 2\sqrt{2} \approx 6.8$  в точке строгого локального максимума. Наш опыт и тесты на моделях показали, что фильтры ранга 5 и 6 хорошо отбивают положение точечных и центры изометричных источников поля, а

ранга 4 – границы протяженных. Параметр  $\tau$  позволяет контролировать чувствительность фильтра к локальным вариациям градиентов и тем самым разделять источники по глубине – чем больше толерантность фильтра, тем менее он чувствителен к глубоким источникам. После использования рангового фильтра формируется бинарное (ч/б) изображение, к которому применяются стандартные процедуры их обработки – открытие области (для удаления мелких объектов) и скелетонизации и векторизации (для описания границ тонкими связными линиями). Фильтры ранга 3 и меньше практического значения не имеют.

Анализ морфологии градиентов аномального поля позволяет локализовать основные геологические границы и неоднородности исследуемой области.

Следующим этапом в 3D картировании источников аномалий является сегментация изучаемой площади на набор подобластей, внутри каждой из которых находится минимальное количество особенностей поля. Тем самым осуществляется локализация источников аномалий в плане. С этой целью вначале находятся максимумы модуля аналитического сигнала ранга не ниже 5. К полученному бинарному изображению применяется преобразование расчета Эвклидова расстояния (Euclidean distance transform), ставящее точкам максимумов в соответствие массив в виде суперпозиции колокооб-

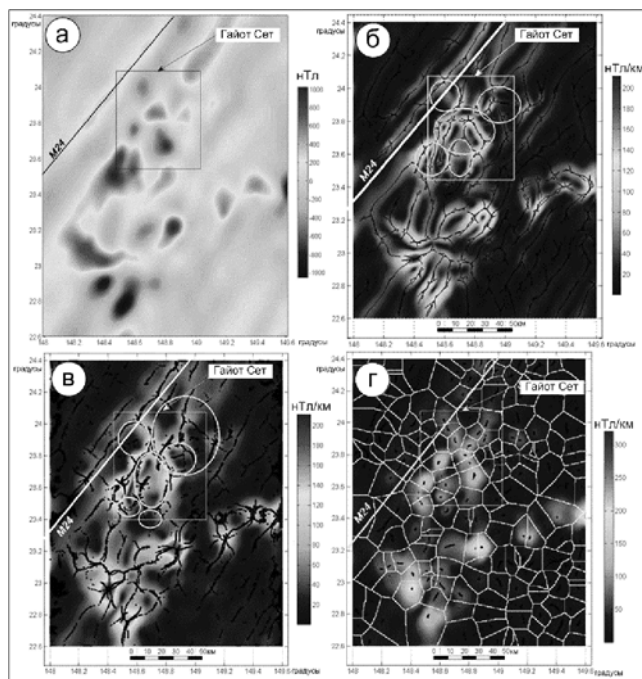


Рисунок 2. Автоматическое картирование источников магнитных аномалий, хребет Маркус-Неккер, Тихий океан. а) Редуцированное к полюсу аномальное магнитное поле. б) Ранговая фильтрация ( $k=4$ ) горизонтального градиента и скелетонизация ее результатов. в) Ранговая фильтрация ( $k=4$ ) аналитического сигнала. г) Ранговая фильтрация ( $k=5$ ) аналитического сигнала с последующим применением Euclidean distance transform и watershed transform.

разных функций единичной амплитуды. Последний массив обрабатывается с помощью преобразования водораздела (watershed transform), которое позволяет разбить область на набор сопряженных непересекающихся многоугольников, центрами которых служат локальные максимумы модуля аналитического сигнала. Примеры такого анализа представлены на рис. 2.

После сегментации изучаемой площади на подобласти с минимальным количеством источников поля мы получаем возможность определить тип и положение этих источников. Для этого мы снова используем подход с применением и сопоставлением результатов различных способов определения этих параметров – спектральный, деконволюцию Эйлера и разработанный нами алгоритм инверсии аналитического сигнала (рис. 3).

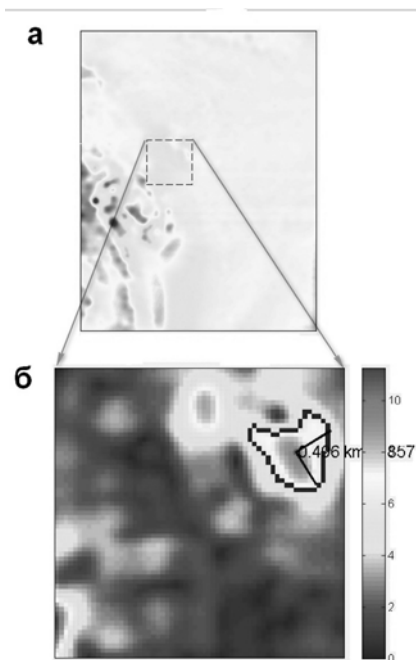


Рисунок 3. Определение глубины до верхней кромки соляного купола методом инверсии аналитического сигнала по результатам гравитационной съемки, провинция Насрабад, Иран. а) Вертикальный градиент аномалий (редукция Буге) ускорения силы тяжести. б) Определение глубины до верхней кромки аномального тела по площади половины амплитуда аналитического сигнала.

We propose the development of technologies for automated mapping of sources of potential fields for 2D and 3D cases. The technology allows to determine the position and type of the source by combining into a single "smart algorithm" different ways of assessing the status of the field sources – spectral, Euler deconvolution, wavelet transform and nonlinear inversion of the analytical signal. Examples of using our technology for different location surveys are shown.

**Ильин А.В.**

(Акустический институт имени акад. Н.Н. Андреева РАН, Москва,  
E-mail: alexander\_ilyin@mail.ru)

## **Вулканическая морфоструктура рифтовой зоны Южной Атлантики**

**Ilyin A.V.**

(Acoustic Institute RAS, Moscow)

## **Volcanic morhostructure of the South Atlantic rift zone**

Современные базы батиметрических данных и альтиметрических измерений позволяют проводить сравнительно детальный морфологический анализ и исследовать пространственные соотношения морфоструктуры различного генезиса. Актуальными, в этом отношении, представляются рифтовые зоны срединно-океанических хребтов (СОХ), где зарождается океаническая земная кора и завершается полный цикл формирования морфоструктуры, уходящей на периферию без существенных изменений.

С позиции тектоники литосферных плит различают три геодинамических категории рифтовых зон, соответствующих быстросрединговым, медленносрединговым, промежуточным между ними, срединно-океаническим хребтам. Соответственно, быстросрединговые хребты характеризуются осевыми зонами без рифтовой долины, медленносрединговые – с рифтовой долиной, а всем остальным разновидностям рифтовых зон соответствует переходная морфология.

Обычно, морфоструктура осевых поднятий без рифтовой долины или в её зачаточной форме рассматривается как следствие регионального проявления интенсивного вулканизма, а с хорошо развитой рифтовой долиной – преимущественно тектоники. То есть, выделяются два генеральных типа морфоструктуры – с тектонической и магматической специализацией. Переходная морфология возникает либо в условиях паритетного влияния двух указанных факторов, либо под преимущественным воздействием одного из них. Подобная альтернативная концепция генезиса осевой зоны морфоструктуры продемонстрирована на примере изучения двух сегментов Южно-Атлантического срединно-океанического хребта (ЮОАСХ), который по общему признанию принадлежит к категории медленносрединговых ( $\leq 4\text{см/год}$ ).

Установлено, что морфоструктура сегмента между трансформными разломами Кардно и Св. Елены нетипична для подобных хребтов по причине отсутствия здесь рифтовой долины [1]. Рифтовая зона в поперечном разрезе представляет собой купол с пологими склонами, на поверхности которой развиты разнообразные формы рельефа – возвышенности, холмы различных масштабов, платообразные равнины, нечётко выраженные гряды и долины. В совокупности, морфология рифтовой зоны в этом сегменте представляет

собой вулканическое нагорье. Подтверждением вывода о вулканической природе упомянутых форм рельефа является распределение эпицентров землетрясений в пределах сегмента. Они сосредоточены лишь в непосредственной близости к трансформным разломам, где сочетаются с короткими фрагментами рифтовых долин, примыкающих к трансформам. Во всей остальной части сегмента, протяжённостью около 120–130 км сейсмическая активность никак не проявляется. Можно предположить, что реологические свойства новообразованной земной коры в подобных сегментах исключают возникновение сколов и других тектонических дислокаций, ограничивая механические преобразования пластическими деформациями.

Нечто подобное с некоторыми модификациями наблюдается в сегменте рифтовой зоны ЮАСХ между трансформными разломами Вознесения и Бодде-Верде. Здесь также на значительной части сегмента отсутствует рифтовая долина, столь характерная для медленносрединговых хребтов. Вместе с тем, в концевых фрагментах осевой зоны хорошо развита рифтовая долина. Длина северного фрагмента с рифтовой долиной равна 110 км, южного – 150 км. Средняя часть осевого блока, протяжённостью примерно 210 км характеризуется полным отсутствием рифтовой долины. Этот фрагмент рифтовой зоны в поперечном разрезе также имеет форму купола, а по простиранию представляется гигантским валообразным монолитом, с очертаниями овала или эллипса. На поверхности этого пологого вала развиты разнообразные формы рельефа второго порядка – возвышенности или массивы, ориентированные по простиранию вала, гряды, ложбины, платообразные равнины. Для характеристики подобного рельефа больше всего подходят эпитеты – полого-холмистый, волнистый бугристый, свидетельствующие об общей сглаженности поверхности дна. Во всём срединном фрагменте упомянутого сегмента центр спрединга оказывается полностью погребённым. Можно предположить, что именно для средней части сегмента характерна интенсивная вулканическая деятельность, которая ни в малейшей степени "не позволяет" центру спрединга проявиться в рельефе рифтовой зоны. Интенсивная вулканическая деятельность в срединной части сегмента идеально коррелируется с распределением эпицентров землетрясений, зарегистрированных во временном интервале 1975–2012 г. Ни одного эпицентра, на протяжении 210 км. Но в концевых фрагментах избранного сегмента, рельеф несёт на себе печать интенсивных тектонических дислокаций. Т.е. формируется морфоструктура тектонической специализации. В итоге, отметим, что в сегменте Вознесение – Бодде-Верде сосуществуют два типа морфоструктуры, обусловленные тектоникой и магматизмом. В связи с этим, обращает на себя внимание постоянное и закономерное сужение центрального эллипсовидного блока осевой зоны по направлению к трансформным разломам. Подобная особенность морфологии рифтовых зон была отмечена ранее по результатам исследования с помощью локатора бокового обзора "Глория" в районе ФАМОУС [2].

Существенно отметить, что с середины сегментов, где особенно активны вулканические процессы, связана нестабильность магнитных аномалий. Наблюдаются разрывы одновозрастных аномалий по простираанию рифтовой зоны, латеральные смещения их фрагментов на 15–20 км. Более протяжёнными и стабильными аномалии становятся в концевых частях сегмента, где развита рифтовая долина. Есть предположение, что временные центры спрединга, могли существовать на некотором удалении от современного. То есть современная морфоструктура сформировалась позднее, нежели установилась система магнитных аномалий нижележащего фундамента [3]. Другими словами, джампинг центра спрединга в подобных районах обусловлен высочайшими темпами вулканической деятельности, тепловой нестабильностью земной коры.

Схема рельефа осевой зоны сегмента Вознесение – Бодэ-Верде позволяет предполагать некую контролирующую роль трансформных разломов в его формировании и развитии структурных направлений. Однако вопрос о сущности контроля остаётся открытым. Возможно, сигарообразная морфоструктура рифтовой зоны в указанных сегментах отражает форму магматической камеры, которая максимально развита в центре сегментов и затухает по мере приближения к трансформным разломам. А на границе с трансформом она полностью выклинивается. Не исключено, что подобное развитие событий связано с распределением теплового потока вдоль осевой зоны. Так, например, центру спрединга сегмента Вознесение – Бодэ-Верде в районе трансформы Вознесения противостоит фрагмент Американской литосферной плиты с возрастом около 15 млн. лет. То есть, эта часть плиты уже вышла из сферы интенсивного теплового потока и в результате теплообмена с осевой зоной сегмента оказывает на неё охлаждающее действие. Следствием этого процесса является появление рифтовой долины, развитие на её склонах тектонических дислокаций и сейсмической активности. Другими словами, режим магматической камеры, её форма зависят от того, с какой частью смежной литосферной плиты контактирует центр спрединга того или иного сегмента. И как отражение этих процессов, формируется морфоструктура рифтовой зоны – визуализация структурных особенностей подстилающей магматической камеры.

Предварительный анализ других сегментов рифтовой зоны Южной Атлантики свидетельствует о большом разнообразии её морфоструктуры. Не всегда магматическая камера прекращает своё развитие на стыке с трансформом. Более того, она прорывает собственно трансформ (активную часть разлома), нарушая некогда существовавшую целостность трансформного разлома. В настоящее время видны лишь боковые ответвления ("уши") некогда единого трансформного разлома. Активная часть трансформы полностью замещена вулканическими массивами. Там же где должна находиться рифтовая долина – на стыке с трансформом наблюда-

ется обращённый рельеф, когда на месте рифтовой долины возвышаются высокие вулканические купола.

Зоны активного неовулканизма занимают иногда полосу шириной десятки и первые сотни километров. Впрочем, подобная картина, в большей мере, свойственна областям горячих точек. Примерно такая ситуация существует в районе горячей точки Тристан да Кунья, где сам трансформный разлом одноимённого названия прерван вулканическими образованиями в осевой зоне шириной более 200 км. Другими словами, этот вулканический массив в рифтовой зоне начал формироваться около 5 млн. лет назад и продолжает в том же духе до настоящего времени.

В заключение отметим, что в рифтовой зоне Южной Атлантики широко распространена морфоструктура магматической специализации. Она мало связана с темпами спрединга и во многих случаях обусловлена проявлениями интенсивного вулканизма. Возможно, поэтому, едва ли не на всём протяжении, ЮАСХ характеризуется асимметричными флангами: восточный более мелководный, нежели западный. Подобная региональная асимметрия возможна лишь при условии более скоростного перемещения американской литосферной плиты и постоянной миграции центра спрединга в западном направлении. При этом геометрическая симметрия земной коры Южной Атлантики – самая идеальная в Мировом океане – сохраняется неизменной [2].

В дальнейшем, предстоит более точно определить количественные соотношения сегментов ЮАСХ различной геодинамической специализации. Информация о протяжённости сегментов тектонической и магматической специализации послужит отправной точкой для оценки потенциальных возможностей генерации гидротермальных отложений в рифтовой зоне Южной Атлантики.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00513а).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ильин А.В. Вулканические нагорья в рифтовой зоне Южной Атлантики // Доклады Академии Наук. 2013 (в печати).
2. Ильин А.В. Феномен симметрии дна океана // Природа. 2012. № 9. С. 22–31.
3. Tjeerd H. Van Andel, Ross Heath G. Tectonics of the Mid-Atlantic Ridge crest 6–8° South Latitude // Marine Geophysical Researches. 1970. V. 1. P. 5–36.

Morphostructure of the South Atlantic Mid-Ocean ridge Zones is presented by relief of tectonic and magmatic specialization. The first of them is typical for axial fragments, that join to transform faults. The second is characteristic for the middle of the segment.

**Карнаух В.Н., Цой И.Б., Леликов Е.П.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток, e-mail: [karnaikh@poi.dvo.ru](mailto:karnaikh@poi.dvo.ru))

## **Географическое положение и структура подводной горы Петра Великого (Японское море)**

**Karnaikh V.N., Tsoy I.B., Lelikov E.P.**

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

## **Geographic position and structure of the Peter the Great Seamount (Sea of Japan)**

Гора Петра Великого (ГПВ) расположена в северо-западной части Японского моря у подножия материкового склона одноименного залива, рядом с подводной возвышенностью Первенец (рис.).

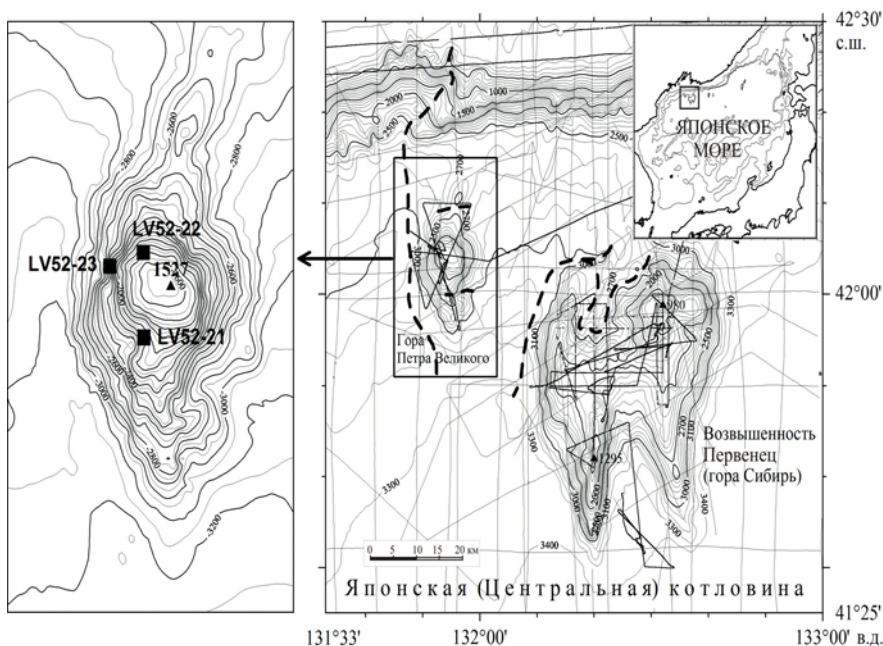


Рисунок. Карта рельефа морского дна района горы Петра Великого и расположение станций геологического драгирования [1 с изменениями авторов]

В 1973–1981 гг. эти морфоструктуры были достаточно подробно исследованы геологическими экспедициями Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН на НИС “Первенец” [2–4], за исключением ГПВ, кото-

рая по ряду причин была закрыта для исследований и долго оставалась “белым” пятном. В 1990–2003 гг. в районе горы в экспедициях на НИС “Профессор Гагаринский” были выполнены эхолотный промер и непрерывное сейсмическое профилирование с пневмоисточником [5, 6]. В результате получены детальная батиметрическая карта, карты поверхности акустического фундамента и мощности осадочного чехла района ГПВ [1, 5, 6]. В 2010 г. в 52-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» здесь были продолжены батиметрические работы и впервые проведено геологическое опробование склонов горы. Первые результаты совместных геолого-геофизических исследований приводятся в настоящей работе. Цель исследований – уточнить рельеф дна горы Петра Великого, установить ее геологическое строение и восстановить историю ее развития.

По результатам работ составлена уточненная карта рельефа морского дна горы (рис.) и уточнено ее местоположение и расположение горы Сибирь (возвышенность Первенца). По результатам обработки сейсмических данных построены карты поверхности акустического фундамента и мощности осадочных отложений. Для пересчета временных значений глубин АФ и мощности осадков в метрические единицы использована вычисленная ранее зависимость средней скорости в осадках от двойного времени распространения отраженной волны [1]. Геологический материал получен драгированием склонов горы в интервале глубин 2350–1550 м на 3-х станциях (рис.; табл.). Вещественный состав пород изучался на основе петрографического, рентгеноструктурного и химического анализов. Возраст базальтов определен калий-аргоновым методом в ИГЕМ РАН (г. Москва). Возраст и условия формирования осадочного чехла устанавливались по кремнистым микроводорослям (диатомеи и силикофлагеллаты).

Основными морфоструктурами, располагающимися на площади района исследований, являются ГПВ, Японская (Центральная) глубоководная котловина, возв. Первенец (гора Сибирь) и материковый склон залива Петра Великого (рис.).

Гора Петра Великого (координаты:  $41^{\circ}55' - 42^{\circ}15'$  с.ш.;  $131^{\circ}48' - 132^{\circ}10'$  в.д.) вытянута в меридиональном направлении (длина 37 км, ширина 15 км) и возвышается над окружающей котловиной на высоту около 1700 м. Ее вершина располагается на глубине 1527 м. Гора соединяется с подножием материкового склона пологим подводным поднятием, возвышающимся над окружающим дном на 100–200 м.

При анализе батиметрических данных и изучении рельефа горы выяснилось, что ГПВ (координаты вершины  $42^{\circ}04.20'$  с.ш.;  $131^{\circ}55.27'$  в.д.) расположена северо-западнее точки ( $42^{\circ}00'$  с.ш.;  $132^{\circ}15'$  в.д.), указанной в [7] для ГПВ. Приведенные координаты [7] приходятся на северную часть возв. Первенец, поэтому предполагается, что за ГПВ в указанной работе была принята одна из вершин возв. Первенец. В этом случае рассматриваемая в настоящей работе ГПВ является совершенно новой подводной морфострук-

турой или приведенные в [7] координаты ошибочны. В любом случае, наши исследования позволили детально описать рельеф ГПВ и уточнить ее географическое положение. Чтобы в дальнейшем не было путаницы, наименование горы и ее географическое положение необходимо оформить в соответствии с национальными и международными правилами и рекомендациям международных организаций [8].

Акустический фундамент (АФ) хорошо распознается на всех сейсмических профилях. ГПВ в рельефе акустического фундамента представлена вытянутым в меридиональном направлении поднятием, замкнутым изолинией 4.0 км и увенчанном конусообразной горой. Пологим топографическим поднятиям между материковым склоном, возв. Первенец и горой соответствуют невысокие поднятия фундамента. Мощность осадков на склонах ГПВ достигает до 0.5 км, на вершинной части – около 0.2 км. В нижней части материкового склона она составляет 0.25–0.75 км, уменьшаясь вверх по склону. Наибольшая мощность осадков (2.5 км) в исследованной области обнаружена в Японской котловине.

Драгированием на 3-х станциях ГПВ были подняты многочисленные остроугольные обломки базальтов, аркозовые и граувакковые песчаники и слаболитифицированные осадочные породы и илы (таблица).

Таблица. Каталог станций драгирования на горе Петра Великого (Японское море)

| Номер станции<br>(глубина, м) | С.ш.     | В.д.      | Типы пород                                                                                                                                                                                                                                         |
|-------------------------------|----------|-----------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| LV52-21<br>(2000-1600)        | 42°02,2' | 131°53,6' | Угловатые обломки ороговикованных алевролитов; пелитовые илы (обр. 21)                                                                                                                                                                             |
| LV52-22<br>(1750-1550)        | 42°05,6' | 131°53,5' | Округлые обломки желтовато-сероватых туфодиадомитов (обр. 22-1а, 22-1б, 22-2а, 22-2б).                                                                                                                                                             |
| LV52-23<br>(2350-1850)        | 42°05,0' | 131°51,4' | Глыба аркозового песчаника размером 25х25х20 см (обр. 23-1); единичные обломки граувакковых песчаников (обр. 23-4); остроугольные обломки (до 15 см) базальтов (обр. 23-3); мелкие округлые обломки (до 4 см) диатомовой глины (обр. 23-8а, б, в). |

Базальты – пористые породы (15–20%), представленные оливин-плагиоклазовыми и оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми разностями. По петрографическому составу и геохимическим особенностям эти вулканиды аналогичны окраинно-морским базальтоидам среднемиоцен-

плиоценового комплекса, широко распространенным на подводных вулканических постройках в Японском море [9]. Позднемиоценовый возраст оливин-клинопироксен-плагиоклазового базальта ( $11.3 \pm 0.4$  млн. лет,  $K\% = 1.34 \pm 0.02$ ) установлен калий-аргоновым методом (обр. 23-3). По-видимому, вулканическая активность по периферии ГПВ сохранилась до начала плиоцена, учитывая факт деформации плиоценовых осадков локальными излияниями лав на ее южном склоне. Песчаники аркозовые и граувакковые предположительно мезозойского возраста, вероятно, представляют собой фрагменты («ксенолиты») фундамента, захваченные и вынесенные магмой в процессе извержения. Подобные «ксенолиты» песчаников и гранитов установлены на склонах и в жерлах вулканических построек Первенца, Богоров, Гэбасс и др. [3]. Их наличие может свидетельствовать о формировании этих вулканических построек на блоках коры континентального типа. Диатомовые глины, туфодиатомиты и пелитовые илы, слагающие осадочный чехол, содержат комплексы диатомей почти полной последовательности зон конца верхнего миоцена-плиоцена ( $8.5 - 2.7/2.6$  млн. лет) и позднего плейстоцена ( $0.3 - 0.0$  млн. лет).

Таким образом, ГПВ имеет вулканическое происхождение и формировалась предположительно на блоке континентальной коры, в состав которого входят песчаники мезозойского возраста. В позднем миоцене на склонах ГПВ накапливались преимущественно диатомовые глины, в плиоцене – туфодиатомиты. Регрессивные условия, характерные для конца позднего миоцена–начала плиоцена, в позднем плиоцене–плейстоцене сменились трансгрессивными. В это же время усилилась изоляция ГПВ от материкового склона, связанная вероятно с тектоническим погружением прогиба между материковым склоном и горой. Для плиоценовых отложений ГПВ и возв. Первенца характерно появление пирокластического материала кислого состава, который в одновозрастных отложениях материкового склона практически отсутствует. Возможный источник пирокластического материала находился, вероятно, в южной или юго-восточной части моря.

В целом, формирование осадочного чехла ГПВ, материкового склона и возв. Первенец в позднем миоцене-плейстоцене происходило сопряжено. Характер изменения батиметрического диатомового индекса верхнекайнозойских осадков этих структур [10] соответствует направлению изменений тектонического и общего погружения в Японском море [11], а погружение ГПВ в плиоцен-плейстоценовое время обусловлено вероятно общим термальным охлаждением литосферы Японского моря.

*Работа проводилась при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 12-III-A-07-116, № 12-III-A-07-122, №12-III-A-07-136, №12-II-CO-07-021) и ФЦП «Мировой океан».*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на возвышенности Первенца и ее окрестностях (Японское море) // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 126–139.
2. Геологическая карта дна Японского моря. Масштаб 1:2500000 / Ред. И.И. Берсенева, Л.И. Красный. Л.: ВСЕГЕИ, 1988.
3. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
4. *Geology and Geophysics of the Japan Sea* (Japan-Russia Monograph Series, vol. 1) / Eds N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki et al. Tokyo: Terrapub, 1996. 487 p.
5. Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 10–24.
6. Карнаух В.Н. Рельеф дна северо-западной части Японского моря // Геоморфология. 2010. № 1. С. 42–51.
7. Агапова Г.В., Виноградова Н.В., Кашникова И.П. Словарь географических названий форм подводного рельефа. М.: ГИН РАН, 1993. 311 с.
8. Цой И.Б., Карнаух В.Н., Леликов Е.П. Наименования подводных морфоструктур Японского моря – история и современные проблемы // Океанология (в печати).
9. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 649–670.
10. Цой И.Б., Вагина Н.К. Палеонтологическая характеристика верхнекайнозойских осадков и изменение среды в районе залива Петра Великого (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27. № 3. С. 81–98.
11. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128. Pt. 2. 1992. P. 1333–1348.

The geologic and geophysical researches of the Peter the Great Seamount was allowed to correct its geographic position, topography and geological structure. On the basis of basement and sedimentary cover rock composition and age have determined that geological structure of the Peter the Great Seamount and other volcanic rises of the deep-sea Japan Basin are similar. The formation of Peter the Great Seamount sediment cover evolved coupled with nearby continental slope of Primorye and Pervenetz Rise.

**Козлов Д.Н.<sup>1</sup>, Рашидов В.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail: kozlovdn@bk.ru; <sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: rashidva@ksnet.ru)

## **Современные исследования морфологии бухты Броутона (о. Симушир, Курильские острова)**

**Kozlov D.N.<sup>1</sup>, Rashidov V.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk; <sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

## **Modern research of the morphology of Brouton Bay (Simushir Island, the Kurile Islands)**

Морфологическое изучение кратерных озер в настоящее время интенсивно развивается во многих регионах Мира [1].

В пределах Курильской островной дуги (КОД) в рейсах НИС «Вулканолог» и НИС «Пегас» проведены комплексные исследования как частично, так и полностью затопленных кальдер Львиная Пасть на о. Итуруп [2–4], Горшкова и Внешней кальдеры Горшкова на о-вах Черные Братья [5], кальдеры у о. Онекотан [2]. С борта моторной лодки обследован кратер вулкана Ушишир (о. Янкича) – бухта Кратерная [2].

На сегодняшний день на 68 вулканических центрах КОД можно насчитать 10 кратерных озер (почти 1% от общего количества озер (1099) на Курильских островах), из них 8 озер приурочены к активным вулканическим центрам.

Начиная с 2005 г. сахалинские вулканологи изучают уникальные, труднодоступные кратерные озера Курильских островов с борта резиновых лодок с помощью современной аппаратуры [1, 6]. Одним из объектов является бухта Броутона [7], названная в честь британского мореплавателя Уильяма Роберта Броутона. Бухта является составной частью вулкана Уратман (массива Броутона), построенного по типу Somma-Vesuvius и расположенного на северо-восточном окончании о. Симушир [8, 9]. Стратовулкан Уратман представляет собой крупную кальдеру (кальдеру Уратман (Броутона)) размером 7.5×7 км, с внутренним центральным конусом Уратман, расположенным в юго-восточной части кальдеры [8].

Исторические сведения об извержении вулкана Уратман отсутствуют, а на сегодняшний день он остается слабоизученным. Somma вулкана Уратман сложена гиперстеновыми и двупироксеновыми андезитами и андезибазальтами [8, 10]. Центральный и имеющиеся побочные конусы сложены двупироксеновым андезитом, а побочный купол – амфибол-пироксеновыми андезитами и андезибазальтами [8, 10]. Средний химический и редкоэлементный состав лав вулкана Уратман приведен в работе [3]. Состав пород кальдеры Уратман не известен. По личному сообщению А.В. Рыбина (2012) ее лавы и

рыхлый вулканогенный материал представлены всей гаммой пород от базальтов до риодацитов.

Абсолютная высота гребня кальдеры Уратман 250–450 м [8]. Площадь кальдеры по бровке составляет 45 км<sup>2</sup>, а объем – от 30 до 50 км<sup>3</sup> [11]. Во время позднплейстоценового кальдерообразующего извержения было выброшено ~ 60 км<sup>3</sup> резургентного и ювенильного материала общим весом ~ 90×10<sup>3</sup> т [12]. Центральный конус Уратман образовался в голоцене и до настоящего времени хорошо сохранился [8], его высота составляет 678 м.

Бухта Броутона заполняет северо-западную часть кальдеры Уратман и является самым большим по площади водоемом на о. Симушир. Зеркало бухты простирается с северо-востока на юго-запад на 5.7 км и имеет форму полумесяца и ширину с северо-запада на юго-восток около 2.4 км. На севере, между мысами Советский и Сторожевой, она соединяется с Охотским морем узкой протокой шириной 200–250 м. Фактически, бухта представляет собой крупный водоем, расположенный в обширной кальдерной депрессии, предположительно бывший озером, который в самом ослабленном месте стенки кальдеры соединился с Охотским морем и был заполнен его водами.

В июле 2011 г. была выполнена эхолотная съемка бухты Броутона, во время проведения которой отработано 57 погонных км профилей. Профили равномерно покрыли всю площадь бухты (рис. 1).

Съемка выполнялась с эхолотом «Lowrance LMS-527cDF iGPS» с селективной частотой излучателя 50/200 кГц и встроенным 12-канальным GPS-приемником. Обработка материалов проводилась по отработанной методике [6]. Среднеквадратическая ошибка съемки составила 0.35 м по 30 пересечениям, что позволило построить батиметрическую схему с сечением изобат через 25 м.

В результате выполненных работ была составлена цифровая схема рельефа, доступная для работы в различных геоинформационных приложениях (рис. 1). Установлено, что подводные склоны бухты имеют очень крутой уклон – около 15–25° до глубин 200–220 м, далее идет обширное субгоризонтальное дно, достигающее глубин 240–250 м. Подобный рельеф наблюдается вдоль всей береговой линии, кроме самой южной и восточной оконечностей бухты, а так же участка вблизи подводного купола, обнаруженного во время наших работ. За многовековой период денудации стенок кальдеры и эруптивной активности вулкана обломочный вулканогенный материал изменил дно до современного состояния. Места наиболее интенсивного накопления и перераспределения этого материала – южный и восточный края бухты, соответственно более пологи и мелководны. Эффект осадконакопления усиливают и небольшие ручьи, находящиеся в этих районах на берегах бухты.

Обнаруженная максимальная глубина на дне бухты составила 250 м, что хорошо согласуется с данными существующих промерных схем бухты Броутона и мнением Г.С. Горшкова [8] о том, что глубина современной впади-

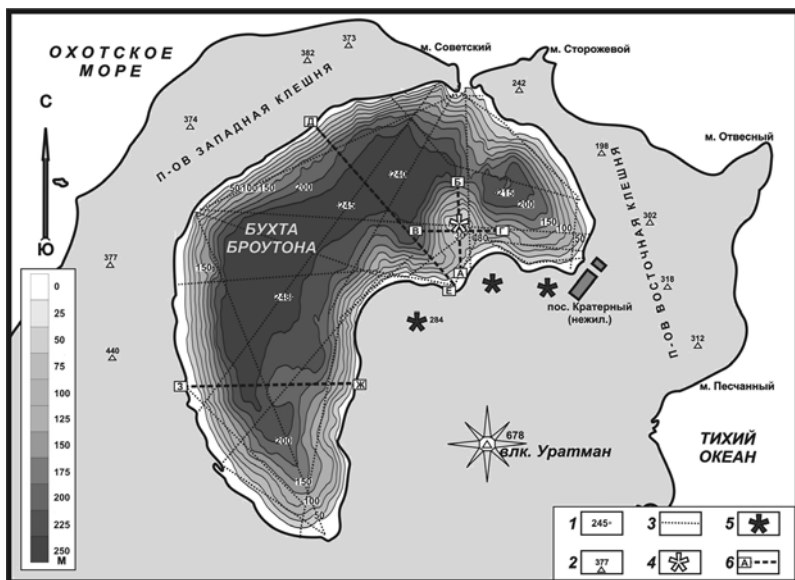


Рисунок 1. Батиметрическая схема бухты Броутона. Изобаты нанесены через 25 м: 1 – отметки глубин; 2 – отметки высот; 3 – галсы эхолотной съемки; 4 – подводный купол; 5 – побочные образования вулкана Уратман. 6 – профили эхолотных промеров.

ны кальдеры Броутона составляет  $\sim 700$  м. В восточной части бухты выявлен купол размером  $\sim 0.8 \times 0.8$  км по изобате 175 м. Относительная высота купола  $\sim 200$  м, а его вершина находится на глубине 30 м. Вполне вероятно, что этот купол, как и наземный побочный купол, находящийся к северу от подножия центрального конуса вулкана Уратман, сложен андезитами. Признаков подводной газогидротермальной активности в пределах бухты Броутона во время проведения наших исследований не обнаружено.

В результате проведенных исследований построены современные цифровая батиметрическая схема (рис. 1) и 3D-модель бухты Броутона (рис. 2).

Установлено, что подводные склоны бухты до глубин 200–220 м имеют уклон  $\sim 15\text{--}25^\circ$ , далее идет обширное субгоризонтальное дно, достигающее глубин 240–250 м. Максимальная глубина, зафиксированная на дне бухты, составляет 250 м. В восточной части бухты был обнаружен и тщательно промерен подводный вулканический купол (рис. 1, 2) с относительной высотой  $\sim 200$  м и основанием  $\sim 0.8 \times 0.8$  км.

Не вызывает сомнения необходимость проведения наземно-морских комплексных геолого-геофизических исследований кальдеры Броутона и, в первую очередь, непрерывного сейсмоакустического профилирования, для

изучения ее эволюции и геологического строения, что позволит значительно повысить информативность и достоверность исследований.

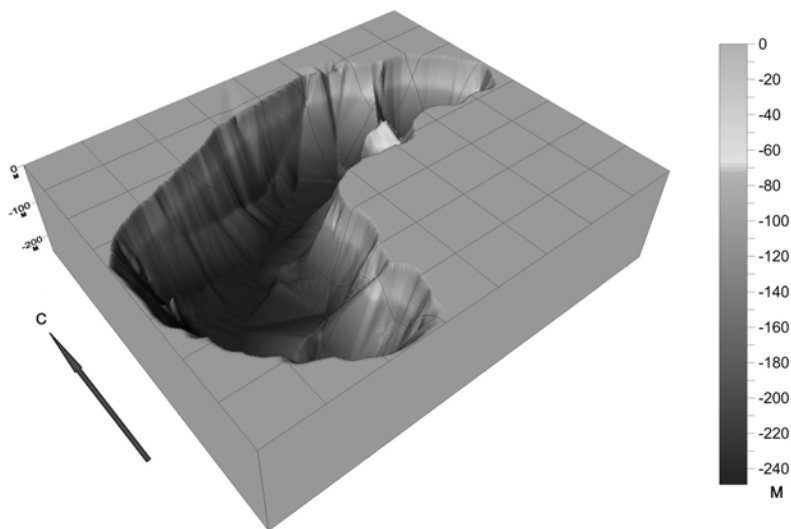


Рисунок 2. 3D-модель бухты Броутона в перспективе ЮЗ-СВ

Полученный материал уникален по своей точности и новизне и он может быть в дальнейшем использован для проведения междисциплинарных научных исследований. Морфологические исследования с борта надувных резиновых лодок подводных кальдер и кратерных озер, широко развитых на Курильских островах, представляются весьма перспективными.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (12-05-31502 и 12-05-00156).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козлов Д.Н. Особенности морфологии кратерных озер Курильских островов: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Санкт-Петербург, 2013. 24 с.
2. Бондаренко В.И. Строение подводных кальдер по данным сейсмоакустического профилирования (на примере Курильской островной дуги. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 24 с.
3. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. академик Ю.А. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
4. Ломтев В.Л. Экструзии юга Охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп) // Геология и разведка. 2008. № 4. С. 72–75.
5. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 35–51.
6. Козлов Д.Н., Жарков Р.В. Новые данные по морфологии внутрикальдерных озер

- островов Кунашир и Симушир // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Вып. 14. С. 159–164.
7. Козлов Д.Н., Рашидов В.А., Коротеев И.Г. Морфология бухты Броутона (о. Симушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 71–77.
8. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
9. Аносов Г.И., Аргентов В.В., Абдурахманов А.И. и др. Глубинное строение вулкана Уратман (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 85–91.
10. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.
11. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена–начале голоцена // ДАН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 175–181.
12. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лавров. Москва: Наука, 2005. 604 с.

The paper presents the results of echo-sounding investigations, which were conducted within the Brouton Bay (Simushir Island, the Kurile Islands) in July 2011 during complex scientific and research expedition of FSBSO Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS. We sounded 57 linear kilometres and constructed the Brouton Bay bathymetric map and 3D-model.

**Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.**

(Музей Землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва: [kkkkk1987@mail.ru](mailto:kkkkk1987@mail.ru))

## **Строение и тектонические типы ультрамедленных спрединговых хребтов**

**Kokhan A.V., Dubinin E.P., Grokholsky A.L.**

(Museum of Earth Sciences, Lomonosov Moscow State University)

## **Structure and tectonic types of ultra-slow spreading ridges**

Рассмотрены ультрамедленные спрединговые хребты Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Книповича, Гаккеля и Юго-Западный Индийский. Все эти хребты обладают скоростями спрединга  $< 2$  см/год и располагаются в полярных акваториях мирового океана. Данные хребты формируют около  $\frac{1}{4}$  мировой системы СОХ. Результаты, полученные в последние годы [1–8] свидетельствуют о том, что их строение значительно отличается от присущего медленно спрединговым хребтам. Все эти хребты формируются в различных геодинамических обстановках и, как следствие, обладают различными особенностями строения.

**Хребет Рейкьянес** протягивается на  $\approx 1000$  км, от  $56^{\circ}47'$  с.ш. до  $63^{\circ}20'$  с.ш. Угол  $\alpha$  между простиранием хребта и направлением раздвижения плит составляет  $60^{\circ}$ – $64^{\circ}$ . Северная часть хребта характеризуется осевым поднятием присущим быстроспрединговым хребтам. Южнее простирается типичная для медленно-спрединговых хребтов рифтовая долина. Морфология осевой зоны характеризуется наличием s-образных осевых вулканических хребтов, выстраивающихся более ортогонально относительно направления спрединга, нежели рифтовая зона хребта в целом. Они смещаются друг относительно друга вправо, в результате чего ось хребта приобретает в плане эшелонированный вид. Их простирание составляет в среднем  $15^{\circ}$ – $22^{\circ}$ , изменяясь от  $3^{\circ}$  до  $45^{\circ}$ . Толщина коры на хребте изменяется вдоль простирания с приближением к о. Исландия от 8–9 до 20–22 км [8].

**Хребет Кольбейнсей** протягивается на 650 км от  $67^{\circ}$  с.ш. до  $71^{\circ}40'$  с.ш. Рифтовая зона хребта сегментирована крупными трансформными нарушениями со смещениями 30–35 км. Ее рельеф характеризуется переходной морфологией. Осевые вулканические постройки не эшелонированы, что объясняется ортогональным механизмом спрединга. Толщина коры на хребте меньше по сравнению с хребтом Рейкьянес и сокращается вдоль простирания от 12–15 до 7–9 км. По всей видимости, хребет Кольбейнсей демонстрирует асимметрию астеносферного потока от Исландского плюма. Морфологические проявления этого потока выражены слабее, чем у хребта Рейкьянес: толщина коры меньше, рифтовая долина глубже, осевое поднятие мельче и уже [5].

**Хребт Мона** простирается на 600 км от  $71^{\circ}$  с.ш. до соединения с хребтом Книповича в районе  $73^{\circ}30'$  с.ш. и  $8^{\circ}$  в.д. Угол  $\alpha$  составляет  $55^{\circ}$ . Рифто-

вая зона располагается в типичной рифтовой долине глубиной 2.5–3.5 км. В днище долины располагаются вулканические хребты, с простиранием 30–35° и занимают положение, субортогональное спредингу. Вулканические хребты разделяются протяженными депрессиями длиной 30–50 км, лишенными следов вулканической активности с простиранием, субпараллельным бортам рифтовой долины. Океаническая кора на хребте в районе редуцирована, ее мощность составляет 4–4.5 км [4].

**Хребет Книповича** протягивается более чем на 550 км вдоль континентальной окраины архипелага Шпицберген от 73°45' до 78°35' с.ш. Хребет не нарушен трансформными смещениями. Азимут простирания хребта меняется в районе 75°50' с.ш. от 0°–7° до 343°–350°. Угол  $\alpha$  в северной части хребта равен 37°, а в южной 53°. Скорость спрединга составляет 1.5–1.7 см/год. Эффективная скорость спрединга изменяется от 0.86 до 1.38 см/год. Океаническая кора под рифтовой долиной хребта Книповича отличается аномально низкой мощностью (3–3.5 км на участках трогов и 4,5–5,5 км на участках поднятий). В морфологии рифта сочетаются вулканические поднятия (магматические сегменты – МС) и глубокие трог (амагматические сегменты – АС). Поднятия ориентируются субортогонально растяжению, их длина составляет 5–20 км. В рельефе они выражены крупными вулканическими центрами, с внеосевыми следами длиной 30–50 км. Поднятия разбивают рифтовую долину на сегменты длиной 30–150 км, выраженные в рельефе в виде переуглубленных трогов, ориентирующихся субпараллельно растяжению. Вулканическая деятельность в их пределах либо редуцирована, либо отсутствует. Троги представляют собой сдвиго-раздвиговые зоны, соединяющие магматические бассейны локального растяжения типа «пулл-эпарт» [1].

**Хребт Гаккеля** протягивается на 1800 км от 83° с.ш. 6° з.д. до 125° в.д. Он характеризуется наиболее низкими значениями скоростей спрединга во всей мировой системе СОХ, которые составляют менее 14 мм/год. На хребте было выявлено три провинции, характеризующиеся различными проявлениями вулканических и тектонических процессов [6]. Соотношение этих процессов определяет сегментацию хребта, которая характеризуется сменой магматических и амагматических сегментов. Западная вулканическая провинция (ЗВП) (7°–3° в.д.) характеризуется рифтовой долиной аналогичной по строению с долиной Срединно-Атлантического хребта (САХ), занятой вулканическими центрами, расположенными через каждые 20–30 км. На всю 300-километровую длину центральной амагматической провинции (ЦАП) (3–30° в.д.) зафиксирован только один вулканический центр. По результатам драгирования в составе пород слагающих данный участок полностью преобладают габбро, дуниты, серпентиниты. В восточной вулканической провинции (ВВП) (30–85° в.д.) вулканизм также редуцирован, но вулканические поднятия встречаются через 100–150 км. Следы этих поднятий фиксируются во внеосевой морфологии на 50–100 км. Толщина коры в за-

падной части хребта – 3–5 км, в центральной – 1.5–2.5 км, в восточной – 2.5–3.5 км [2, 6].

**Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ)** протягивается с юго-запада на северо-восток на 7700 км от тройного соединения (ТС) Буве (55° ю.ш., 0°40' в.д.) до тройного соединения Родригес (25° ю.ш., 70° в.д.) [7]. Наклонность спрединга на хребте варьирует в широких пределах, угол  $\alpha$  изменяется от 32 до 90°. С наклоном оси спрединга изменяется и величина эффективной скорости спрединга в диапазоне от 8 до 16 мм/год, а также отмечаются широкие вариации составов базальтов и перидотитов. Центральная часть хребта находится под воздействием горячих точек о. Марион и плато Крозе, а крайняя западная – о. Буве. Отдельные сегменты хребта обладают схожим строением с участками рассмотренных выше хребтов. Участки в западной и восточной частях хребта с минимальными эффективными скоростями спрединга обладают строением, схожим с ЦАП хребта Гаккеля. Участки в восточной и центральной частях хребта, находящиеся под воздействием горячих точек сходны по строению с хребтом Рейкьянес и Кольбейнсей. Участок в западной части хребта – с ЗВП хребта Гаккеля.

На основе набортных батиметрических съемок высокого разрешения, данных о скоростях и направлениях спрединга [3], а также имеющейся геолого-геофизической информации был проведен комплексный анализ кинематики спрединга, морфометрических и морфологических параметров сегментации и геолого-геофизических особенностей строения ультрамедленных спрединговых хребтов. Проведенный анализ, наряду с результатами экспериментального моделирования [9–11], позволил выделить следующие тектонические типы ультрамедленных спрединговых хребтов и обозначить характерные черты строения участков хребтов каждого из типов.

**Тип 1:** Хребты, развивающиеся в условиях высокой прогретости мантии под влиянием горячей точки (хребты Рейкьянес и Кольбейнсей, участки в крайней западной и центральной частях ЮЗИХ). Угол  $\alpha=60\text{--}85^\circ$ ,  $V_{\text{эф}}=1.2\text{--}1.8$  см/год. Сегментация АС и МС отсутствует. Сегментация формируется под воздействием горячих точек (о. Исландия, о. Марион и плато Крозе). При удалении от горячих точек сокращается толщина коры, и ширина зоны ее прогрева, увеличивается мощность хрупкого слоя литосферы. Толщина коры повсеместно повышена – на хребте Рейкьянес она изменяется от 13–22 до 7–9 км, на хребте Кольбейнсей – от 12–15 до 7–9 км. При этом через совокупность форм переходного рельефа осевое поднятие трансформируется в редуцированную рифтовую долину. В осевой зоне наблюдается смена длинных (до 30–50 км), невысоких (не более 0.5–0.6 км) осевых вулканических хребтов (ОВХ) разделенных небольшими нетрансформными смещениями (НТС) с амплитудой до 3–5 км, короткими (до 18–30 км), высокими (более 1 км) ОВХ, разделенными НТС с амплитудой до 8–15 км.

**Тип 2:** хребты с субортогональным растяжением без трансформных разломов (ЗВП хребта Гаккеля, участок в западной части ЮЗИХ). Сегментация

АС и МС отсутствует. Сегментация сформирована протяженными ОВХ, разделенными малоамплитудными смещениями. В драгировках полностью преобладают базальты. Толщина коры – 3–6 км. Фланги хребта сформированы типичными для САХ асимметричными блоковыми поднятиями. В целом рельеф дна и глубинное строение сходны с САХ, при этом  $V_{\text{эф}}$  ниже и составляет 1.6–1.3 см/год против ~4 см/год на САХ. Вероятно, это вызвано воздействием повышенной температуры мантии.

**Тип 3:** хребты с сильно косым растяжением, с относительно холодной мантией и, как следствие, обедненным магмоснабжением (ЦАП хребта Гаккеля, участки в крайней восточной и западной частях ЮЗИХ, хребет Мона). Сочетание протяженных АС длиной до 220 км и коротких, но крупных МС длиной 35–40 км, относительной высотой до 2–2.5 км. Большой контраст глубинного строения. Толщина коры 0–3 км характерна для АС и 5–8 км – для МС. В драгировках на АС преобладают перидотиты различной степени серпентинизации [2, 6, 7]. Фланги хребтов на участках АС сформированы широкими валообразными поднятиями с пологими склонами, а на участках МС – типичными для САХ блоковыми поднятиями. Размеры МС и длина АС возрастают при нарастании косости спрединга и сокращении  $V_{\text{эф}}$ , что вероятно, связано с фокусировкой расплава. Все МС субортогональны, а АС – наклонны относительно направления растяжения.

**Тип 4:** молодые хребты, развивающиеся со значительной компонентой сдвига в транзитной зоне между двумя спрединговыми хребтами (хребет Книповича). Характерна сегментация АС и МС. Сегменты хребта обладают различной геометрией растяжения. Угол  $\alpha$  изменяется от 33 до 60°,  $V_{\text{эф}}$  от 0.8 до 1,3 см/год. При сокращении угла  $\alpha$  падает  $V_{\text{эф}}$ , что влечет изменение характера сегментации: возрастает длина и высота МС, уменьшается длина и глубина АС, увеличивается расстояние между сбросами, сбросы выстраиваются более параллельно растяжению и приобретают компоненту сдвига. Для МС характерна толщина коры в 3.5–5 км, для АС – 2–3.5 км.

Для типов 3 и 4 с наименьшими эффективными скоростями спрединга и степенью прогрева мантии характерно наличие уникальной сегментации – амагматических и магматических сегментов. Для первых характерны глубины до 4–5.5 км, минимальная толщина коры, практически полное отсутствие магматизма, преобладание серпентинизированных перидотитов в драгировках, далеко расположенные друг от друга сбросы на флангах хребта. Вторые представляют собой центры сфокусированного магматизма, их длина, как правило, гораздо ниже длины АС.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00528-а) и Минобрнауки России (ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России»).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Crane K., Doss H., Vogt P., Sundvor E. et al. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich ridge // *Mar. Geoph. Res.* 2001. V. 22. P. 153–205.
2. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // *Nature*. 2003. V. 426. P. 405–412.
3. DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. P. 1–80.
4. Geli L., Renard V., Rommevaux C. Ocean crust formation processes at very slow spreading centers: A model for the Mohs Ridge, near 72 N, based on magnetic, gravity, and seismic data // *JGR*. 1994. V. 99. P. 2995–3013.
5. Hooft E.E., Brandstottir B., Mjelde R. et al. Asymmetric plume-ridge interaction around Iceland: The Kolbeinsey Ridge Iceland Seismic Experiment // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. P.1–26.
6. Michael P., Langmuir C., Dick H. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2003. V. 423. P. 956–961.
7. Sauter, D., Cannat M The ultraslow-spreading Southwest Indian ridge // *Diversity of hydrothermal systems on slow-spreading ocean ridges* / Eds.: P. Rona, C. Devey, J. Dymment and B. Murton. AGU. 2010. P. 153–173.
8. Searle R., Cowie P., Mitchell N., Allerton S. et al. Fault structure and detailed evolution of a slow spreading ridge segment: the Mid-Atlantic Ridge at 29N // *Earth and Planet. Sc. Lett.* 1998. V. 154. P. 167–183.
9. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // *Геотектоника*. 2013. № 3. С. 1–27.
10. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 5. С. 744–756.
11. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // *Вестник КРАУНЦ. Науки о земле*. 2012. № 1. Вып. 19. С. 59–77.

The paper is dedicated to structure of ultra-slow spreading ridges with spreading velocities less than 2 cm/year. As a results of analyses of deep structure, segmentation, kinematics of spreading and other peculiarities 4 types of ultra-slow spreading ridges were distinguished.

**Кузин И.П., Левченко Д.Г.**

(Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: ivkuzin2013@yandex.ru)

**О причинах сверхдальнего распространения сотрясений при сильных мантийных землетрясениях**

**Kuzin.I.P., Levchenko D.G.**

(Shirshov's Institute of Oceanology RAS, Moscow)

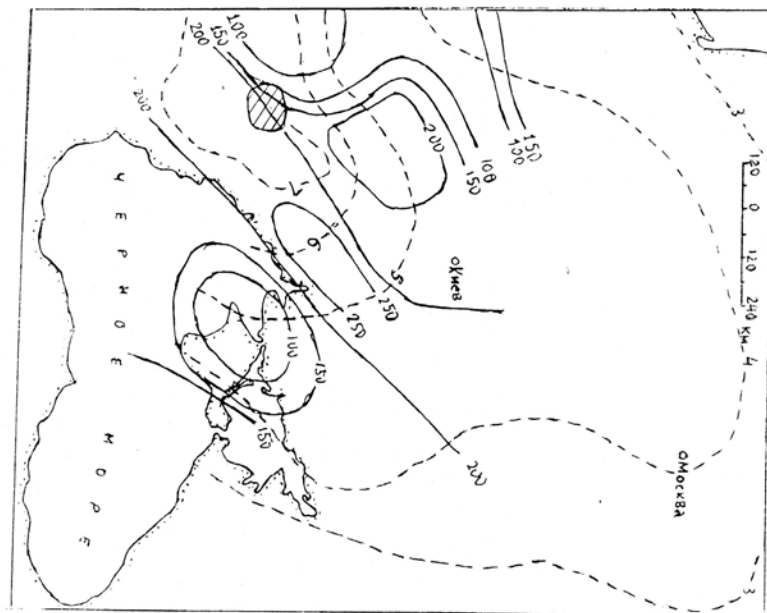
**Extremely distant propagation of seismic oscillations at strong mantle earthquakes**

Сведения о наиболее заметных сотрясениях (до 4–5 баллов шкалы MSK-64) при удаленных Карпатских глубоких землетрясениях на Русской платформе и, прежде всего, в Москве, известны с 1230 г. [1–4]. Землетрясение 1230 г. проявилось с интенсивностью до 5 баллов и вызвало повреждения (по летописи – разрушения) церквей в Новгороде, Владимире, Ростове и Суздале [1, 3, 5]. За период с 1230 по 1990 гг. произошло более 10 Карпатских землетрясений. Чаше всего толчки при этих землетрясениях в Москве вызвали испуг у жителей, но иногда наблюдались повреждения гражданских построек (1802, 1940, 1977 гг.) [5]. Из последних сейсмических наиболее интенсивно проявилось землетрясение 1977 г., при котором в верхних этажах 24-этажного здания типа башни наряду с раскачиванием висячих предметов сдвигалась мебель и даже возникли небольшие трещины раскачивалась с амплитудой до 2 м [5].

Источники описанных сотрясений были удалены от Москвы на 1400 км, они располагались под хребтом Вранч в мантии на глубинах 90–150 км, величина магнитуд колебалась в пределах 7.0–7.5. Все эти землетрясения имели одинаковый механизм очага типа взбросо-сдвига в СВ направлении при среднем наклоне нодальных плоскостей 60° [6]. Причина столь сильных сотрясений объясняется особенностью глубинной структуры верхней мантии в направлении Вранч-Москва. На рис. 1, взятом из работы [7], показана структура мантии, полученная по данным глубинного сейсмического зондирования на сверхдлинных профилях на территориях Польши, Румынии, Украины и России. Из рисунка следует, что от Румынии до северной части Украины протягивается к СВ линейный глубокий (до 250 км) прогиб литосферы. К СЗ от его центральной части выделяется изометричный прогиб глубиной до 200 км, а к ЮВ такой же прогиб до глубины 150 км. Линейный прогиб в своей СВ части раскрывается в сторону Москвы. Область Вранчских землетрясений расположена в его ЮЗ части. Борта прогиба ограничены глубинными сбросами [7].

На рисунке нанесены изосейсты сотрясений из работы [8]. Их форма свидетельствует о том, что прогиб является высокоскоростным и высокодобротным волноводом. Пониженное затухание в нем сейсмических коле-

баний обуславливает высокий уровень сотрясений (от 3 до 5 баллов) на больших удалениях от Вранчских очагов.



Наряду с этим долговременным источником повышенного уровня сотрясений 24 мая текущего года обнаружился другой источник уже сверхдальнего распространения повышенных сотрясений в виде мощнейшего глубоководного землетрясения под Охотским морем (глубина 600 км, магниту́да  $M_w = 8.3$  по данным Национального центра информации о землетрясениях США-NEIC). Согласно данным Геофизической службы РАН Охотское землетрясение вызвало сотрясения 5–6 баллов по шкале MSK-64 в Петропавловске-Камчатском и Северо-Курильске и 2–3 балла на обширной территории от Южно-Сахалинска до Казани, а в Калуге, Самаре, Нижнем Новгороде, Москве и Санкт-Петербурге 2 балла. В большинстве пунктов ощущались легкие сотрясения.

Следует отметить, что сейсмическое событие в Курило-Камчатской дуге, аналогичное Охотскому ( $h = 650$  км,  $M = 8.0$ ), произошло более 110 лет назад, в 1902 г., в южной части Охотского моря к востоку от Сахалина [9]. Кроме того, близ Камчатки в 2008 г. возникли два глубоководных землетрясения – 5 июля ( $h = 630$  км,  $M_w = 7.6$ ) и 24 ноября ( $h = 490$  км,  $M_w = 7.0$ ).

Поскольку Охотское землетрясение не рядовое сейсмическое событие, целесообразно рассмотреть его характеристики по данным Геофизической службы РАН. Согласно этим данным в очаге землетрясения произошла под-

вижка типа сброса по крутой плоскости меридионального простираия (данные Национального центра изучения землетрясений (NEIC) Геологической службы США) или сдвига-сброса по субгоризонтальной плоскости, наклоненной к ЮВ, по данным Информационно-обрабатывающего центра (ИОЦ) Геофизической службы РАН. Более вероятен, по-видимому, вариант ИОЦ, поскольку в нем преобладают данные ближних станций. Это означает, что максимальное излучение из очага происходит субгоризонтально и при симметричном развитии очагового разрыва направлено к ЮЮВ (азимут  $203^\circ$ ), однако, судя по координатам первого афтершока, первое движение было направлено к северо-востоку (смещение на  $0.12^\circ$  по широте и на  $0.28^\circ$  по долготе). С учетом этих данных можно предполагать, что наиболее вероятное направление излучения из очага ближе к западному.

Анализ записей Охотского землетрясения на близких к эпицентру станциях ( $\Delta = 3.7\text{--}10.3^\circ$ ) свидетельствует о меньших на 0.2–0.8 с. временах пробега для станций в районе Курило-Камчатской дуги (Петропавловск-Камчатский, Северо-Курильск, Курильск), чем по годографу Джеффриса-Буллена для 600 км. Для материковых станций (Магадан, Сеймчан) времена пробега больше на 1.1–1.6 с, чем по годографу. Запаздывание вступлений на станциях Магадан и Сеймчан обусловлено существованием низкоскоростной мантии в тылу дуги под Охотским морем. Для удаленных станций Пулково ( $\Delta = 57^\circ$ ) и Обнинск ( $\Delta = 58.8^\circ$ ) опережение вступлений относительно годографа составляет 2.6–2.8 с, для Кавказских станций Кисловодск ( $\Delta^\circ = 65.3$ ) и Гарни ( $\Delta = 67.6^\circ$ ) – 0.8–0.9 с.

Одной из особенностей глубокофокусного Охотского землетрясения является большое число афтершоков, что нетипично для таких землетрясений. За три месяца с 24 мая по 29 августа зарегистрировано 30 афтершоков на глубинах 370–657 км с магнитудами от 3.0 до 6.8. Ориентировочная протяженность очага по распределению афтершоков за четверо суток составляет около 320 км.

Таким образом, в первом приближении можно считать одной из причин сверхдальнего распространения сотрясений при Охотском землетрясении особенности механизма его очага (сдвига-сброс по субгоризонтальной плоскости). Однако не менее существенную роль при этом играют скоростные характеристики среды, в которой распространяются сейсмические волны. Известно несколько источников, свидетельствующих о повышенных скоростях в нижней мантии под Сибирью. Так, на основе анализа невязок времен пробега на телесеизмических расстояниях от курильских землетрясений к европейским станциям в работе [10], был сделан вывод о возможности существования в мантии в тылу Курило-Камчатской дуги широкой (до 3000 км) области с повышением скоростей Р-волн на 0.2–0.3 км/с на участке от дуги примерно до Байкала.

Более конкретная информация приводится в работе [11], в которой под Приморьем выделяется высокоскоростная зона на глубинах от 440 до 650

км, кроме того, такая же зона обнаружена под центральной частью Южной Сибири.

Подтверждением сведений о существовании высокоскоростной мантии на больших глубинах под Сибирью является уменьшение на 0.8–2.8 с времен пробега к удаленным станциям.

**Заключение.** Проведен анализ данных по механизму очага сильнейшего глубоководного Охотского землетрясения и по скоростным характеристикам мантии на протяжении от Приморья до Байкала. В результате этого анализа показано, что рассмотренные данные могут объяснить эффект сверхдальнего распространения ощутимых колебаний при Охотском землетрясении.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евсеев С.В. Землетрясения Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1961.
2. Медведев С.В. О последствиях Карпатских землетрясений 1940 г. // Труды Геофизического института АН СССР. 1948. № 1 (132).
3. Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи // Записки Российского Географического Общества. С.-Пб. 1893. № 26.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 536 с.
5. Уломов В.И. Хроника сейсмичности Земли. Отзвуки дальних землетрясений в Москве // Земля и Вселенная. 2006. № 3. С. 102–106.
6. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Г., Пустовитенко А.А. Новые данные о сейсмической опасности г. Одессы и Одесской области // Симферополь: Отдел сейсмологии Института геофизики НАН Украины. 2013. С. 1–9.
7. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В. и др. Глубинное строение Центральной и Юго-Восточной Европы // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: 1993. Вып. 1. С. 152–161.
8. Ананьин И.В. Русская равнина и Урал. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 109–114.
9. Бюллетень Постоянной Центральной Сейсмологической Комиссии Российской АН. 1902–1908.
10. Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. Global image of the Earth's interior // Science. 1987. V. 236. P. 37–48.
11. Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nenbai M. Subducting plates stagnant in the mantle transition zone // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 4809–4822.

The analysis of data of source mechanism of the strongest deep-focus Okhotsk earthquake and velocity characteristics of over mantle from Primorye to Lake Baikal was carried out. The analysis shows that the data considered can explain the effect of the extremely distant propagation of macroseismic oscillations.

**Левченко Д.Г., Zubko Ю. Н., Червинчук С. Ю.**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: [ltvch35@mail.ru](mailto:ltvch35@mail.ru))

## **Возбуждение и распространение микросейсм в океанической среде**

**Levchenko D.G., Zubko Yu. N., Chervinchuk S. Yu.**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Generation and Propagation of the microseisms in the oceanic environment**

Низкочастотные микросейсм с частотами 0.01–20 Гц присутствуют повсеместно на поверхности Земли и определяют реальный порог чувствительности как наземных, так и морских сейсмических приборов, которые работают преимущественно в этом диапазоне. Необходимо отметить, что изучение микросейсм представляет самостоятельный интерес с целью использования их как возможных предвестников сильных землетрясений как зондирующих сигналов при исследовании земных недр и океанической среды. Микросейсм изучались выдающимися учеными Гуттенбергом, Джефрисом, Прессом, Юингом, Лонге-Хиггинсом, Хассельманом, Бреховских и многими другими в течение более чем 130 лет, однако многие вопросы остаются невыясненными. Установлено, что основными источниками микросейсм, наряду с тектоническими процессами, являются морские волны в районах крупных циклонов. Однако механизмы генерации штормовых микросейсм и закономерности их распространения в океанической среде и на границе океан-континент до настоящего времени остаются дискуссионными. В значительной степени это связано с большой сложностью измерения относительно слабых сейсмических сигналов в низкочастотном диапазоне на океаническом дне. Другой особенностью исследования микросейсм в этом частотном диапазоне является необходимость рассмотрения единого сейсмоакустического поля, распространяющегося одновременно в воде и упругом дне.

Вопросам возбуждения штормовых микросейсм и гидроакустических шумов посвящена обширная литература [1–5]. Рассмотрены как прибрежные механизмы их генерации, так и расположенные в открытом океане. В последнем случае источниками микросейсм обычно считаются стоячие морские волны. Теоретически показано и экспериментально установлено, что при этом частоты спектров микросейсм удваиваются. Однако, до настоящего времени остается ряд невыясненных вопросов, в частности, о возможности генерации микросейсм прогрессивными (бегущими) морскими волнами на глубокой воде. По нашему мнению такой механизм должен существовать, поскольку морские волны оказывают существенное давление на нижележащие слои, вызывая их сжатие. При переменном давлении должны возникать акустические волны, воздействующие на дно. В работе

[6] было показано, что частоты таких волн удваиваются по сравнению с частотой морских волн.

Низкочастотные микросейсмы распространяются в океанической среде на большие расстояния, в сотни и тысячи километров, с малым затуханием и рассеиванием. Значительная часть сейсмологов придерживается мнения, что их распространение происходит в основном в земной коре и верхней мантии без существенного влияния водной среды. Однако при этом остается без объяснения целый ряд наблюдаемых явлений. В частности, существенное различие распространения микросейсм и сигналов землетрясений того же частотного диапазона через области океанов и континентов, практическое отсутствие распространения микросейсм в ряде районов на границе океан-континент, удивительная устойчивость положения максимумов и минимумов спектров микросейсм в океанической среде и др. По нашему мнению распространение штормовых микросейсм происходит в виде единого сейсмоакустического поля в океаническом волноводе – слой воды – упругое дно. Такая концепция позволяет объяснить большинство наблюдаемых явлений, связанных с микросейсмами [7–9].

Для выяснения этих вопросов нами было выполнено полноволновое численное моделирование генерации и распространения микросейсм в океанической среде. Океаническую среду можно представить в виде плоского слоя воды над твердым упругим дном, что характерно для большей части дна океан в районе абиссальных равнин. На достаточно больших расстояниях от источника результирующее волновое поле в волноводе приближенно описывается системой плоских волн, распространяющихся вдоль слоя под различными углами падения, превышающими критический. Поскольку длины волн для таких полей соизмеримы с глубиной океана или превышают ее, необходимо рассматривать единое сейсмоакустическое поле, распространяющееся одновременно в воде и упругом дне. При этом неоднородностями водной среды, дна и волнением поверхности, а также гравитацией обычно можно пренебречь [7–9].

Поле возбуждалось импульсным источником давления, расположенном на поверхности воды, с несущей частотой  $f_0$  и огибающими в виде гауссоид во времени и в пространстве. Несущая частота и наклон оси диаграммы направленности источника задавались. Менялись длина и наклон континентального склона. В результате расчета определялись поля напряжений и скоростей частиц в различных сечениях модели и строились мгновенные картины распространения сейсмоакустических волн в воде, донном массиве и на суше. В связи с большим объемом вычислений применялись специальные алгоритмы (параллельные локально рекурсивные нелокально-асинхронные), разработанные в ИПМ РАН, и использовалась высокопроизводительная вычислительная система, состоящая из двух восьмидерных процессоров [10].

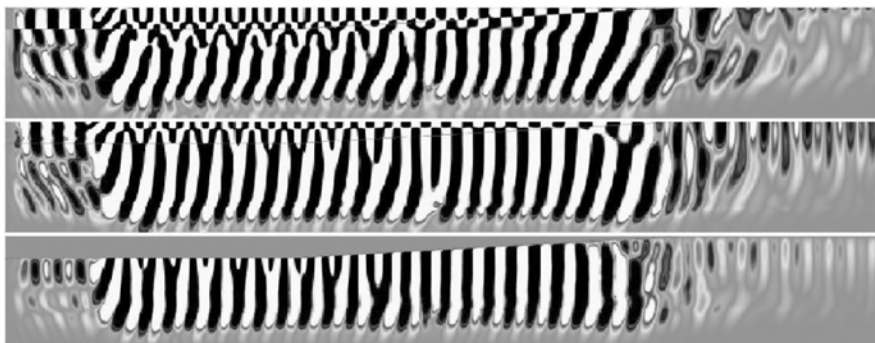


Рисунок 1. Мгновенные картины акустосейсмического поля: (сверху вниз) компоненты скорости смещения частиц  $V_x$ ,  $V_y$  и напряжения сдвига  $S_{yz}$

На рис. 1. представлены результаты динамического полноволнового сетевого численного моделирования на основе модели Джеффриса распространения акустосейсмического сигнала в океаническом волноводе. Модель среды включала плоский участок моря длиной 150 км и глубиной 5 км, континентальный склон длиной 200 км и участок суши – 150 км. Для данного волновода критические углы скольжения  $77^\circ$  для продольных и  $66^\circ$  для сдвиговых волн при критической частоте 0.1 Гц. Использован поверхностный импульсный источник давления с несущей частотой 0.28 Гц и огибающими по пространству и времени в виде гауссоид. Угол наклона диаграммы направленности источника  $60^\circ$  к горизонтالي.

В волноводе распространяется (слева направо) интенсивная вторая мода поля. На рисунке представлены (в момент достижения конца континентального склона) компоненты скорости частиц  $V_x$  и  $V_y$ , и напряжение сдвига в дне. Слабые предшественники вдоль участка суши вызваны более быстрыми объемными волнами.

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН микросейсмы изучаются экспериментально более 25 лет. Были созданы и постоянно модернизируются широкополосные автономные донные сейсмографы. С их помощью получены уникальные записи микросейсм на дне в различных условиях [9, 11]. Во время 45-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» (1989 г.) с помощью широкополосного донного сейсмографа ИО РАН была сделана трехкомпонентная запись микросейсмических шумов на дне Эгейского моря ( $39^\circ$  с. ш. и  $23^\circ 34'$  в. д., глубина 1230 м) и практически одновременно - гравитационных волн на его поверхности. Во время работы станции (8–13 октября 1989 г.) был шторм (5–6 баллов).

Среднее значение периода микросейсм было равно 4,04 спри среднеквадратичном отклонении (СКО) 2.2%. Среднее значение периода морских волн составляло 7.8 с, при СКО 6%. Их отношение равно 1.9. Сдвиг по фазе

между сигналами микросейсм  $X$  и  $Z$  в среднем был около  $90^\circ$  с опережением по горизонтальному каналу. Таким образом, движение частиц дна происходило по прямым эллипсам, сильно вытянутым по горизонтали. Поэтому можно предположить, с учетом влияния водной среды, что в составе микросейсм на дне преобладали волны Релея [8, 9].

Отношения средних амплитуд микросейсм по осям координат составляли  $X:Y:Z = 16:1:2$ , а отношения средних движений морских волн по осям -  $X:Y:Z = 25:1:5$ . Отсюда можно сделать вывод, что направление распространения волн Релея в составе микросейсм совпадало с направлением ветра и морских волн.

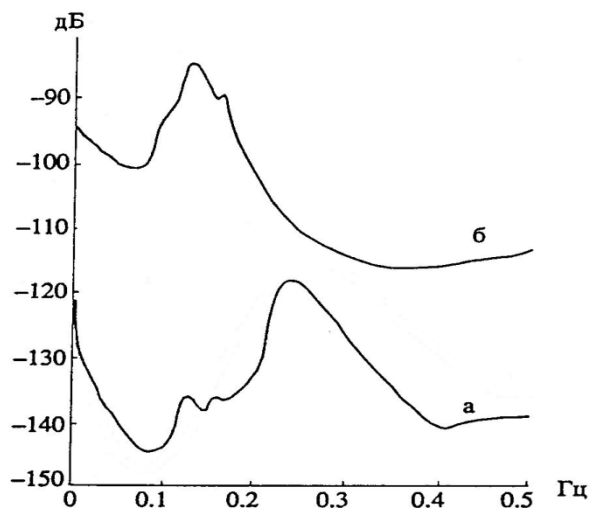


Рисунок 2. Спектры микросейсм (а) и морских волн (б) по регистрации сейсмографом ИО РАН в Эгейском море

На рис. 2 кривая «а» представляет спектр микросейсм, кривая «б» – спектр морских волн. Максимумы этих спектров находятся на частотах 0.25 Гц и 0.13 Гц соответственно.

Результаты численного моделирования и экспериментов подтверждают предлагаемые нами концепции возбуждения и распространения низкочастотных микросейсм в океанической среде и на границе океан – континент.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бреховских Л.М. Звуковые волны под водой, обусловленные поверхностными волнами в океане // ФАО. 1966. Т. 11. № 9. С. 970–980.

2. Longuet-Higgins M.S. A theory of origin of microseisms // Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1950. V. 257. P. 1–35.
3. Hasselmann K.A. A statistical analysis of the generation of microseisms // Rev. Geoph. 1963. V. 1. № 2. P. 177–210.
4. Webb S.C. The equilibrium oceanic microseism spectrum // JASA. 1992. V. 92. № 4. Pt. 1. P. 2141–2157.
5. Левченко Д.Г. Распространение штормовых микросейсм на границе океан-континент // Океанология. 2009. Т. 49. № 2. С. 278–286.
6. Левченко Д.Г. О возбуждении штормовых микросейсм прогрессивными морскими волнами с переменной амплитудой // Материалы XIV школы-семинара им. академика Л.М. Бреховских "Акустика океана". Москва, 2013. С. 203–206.
7. Кауфман А.А., Левшин А.Л., Ларнер К.Л. Введение в теорию геофизических методов. Акустические и упругие волновые поля в геофизике. М.: Недра, 2003. 661 с.
8. Ewing W.M., Jardetzky W.S., Press F. Elastic Waves in Layered Media. N-Y. McGraw-Hill Book Co. Inc., 1957. 380 p.
9. Левченко Д.Г. Регистрация широкополосных сейсмических сигналов на морском дне. Deutsch. Lap Lambert Acad. Publ., 2011. 156 с. (русс.).
10. Левченко Д.Г., Левченко В.Д., Закиров А.В. Динамическое полноволновое моделирование распространения штормовых микросейсм в океанической среде // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 723–733.
11. Жданов М.А., Левченко Д.Г., Соловьев С.Л. Об измерении донных сейсмических шумов в диапазоне 0.01–10 Гц // Океанология. 1993. Т. 33. № 2. С. 299–303.

The mechanism of generation of storm microseisms and hydroacoustic noise by progressive sea waves with variable amplitude is considered. A theoretical substantiation with use of the technique, offered M.S. Longuet-Higgins, and results of experiment of SIO RAS in Aegean Sea are resulted. Low-frequency (0.01–20 Hz) seismoacoustic fields propagation in a water layer and an elastic bottom in areas of abyssal plains, and on border ocean–continent are considered. Results of full wave numerical modelling of propagation of such fields taking into account an elastic layered bottom, and results of experimental measurements are contained.

**Левченко О.В.<sup>1</sup>, Иваненко А.Н.<sup>1</sup>, Маринова Ю.Г.<sup>1</sup>, Сборщик И.М.<sup>1</sup>, Сушевская Н.М.<sup>2</sup>, Дубинин Е.П.<sup>3</sup>, Булычев А.А.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

[olevses@rambler.ru](mailto:olevses@rambler.ru); <sup>2</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва; <sup>3</sup> Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва)

## **Геолого-геофизические исследования Восточно-Индийского хребта и прилегающих океанских котловин**

**Levchenko O.V.<sup>1</sup>, Ivanenko A.N.<sup>1</sup>, Marinova Yu.G.<sup>1</sup>, Sborshchikov I.M.<sup>1</sup>, Sushchevskaya N.M.<sup>2</sup>, Dubinin E.P.<sup>3</sup>, Bulychev A.A.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow; <sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow)

## **Geological and geophysical study of the Ninetyeast Ridge and adjoining ocean basins**

Восточно-Индийский хребет (ВИХ) – уникальная структура, претендующая на особое положение среди глобальных тектонических образований, т.к. на Земле нет чего-либо похожего, т.е. строго линейной зоны, вытянутой вдоль меридиана на 5 тыс.км и к тому же в условиях весьма сложной построенной Индоокеанской области. Правомерен интерес к этой структуре и понятно многообразие подходов к ее истории и генезису. В этом обилии представлений все же можно достаточно определенно наметить два основных направления: результаты интерпретации геофизических данных и анализ состава магматических пород (в первую очередь, вскрытых скважинами глубоководного бурения). Именно эти материалы во многом определили взгляды на происхождение структуры ВИХ.

Изученность строения ВИХ в основном основывается на геолого-геофизических материалах, которые были собраны в 70-80е гг. прошлого века, когда здесь выполнялись регулярные рейсы отечественных и зарубежных научно-исследовательских судов. Было предложено множество объяснений природы ВИХ: от представления хребта, как структуры горстового типа, крупного меридионального трансформного разлома вблизи центра спрединга [1], подъемом разуплотненных перидотитовых масс под хребтом [2] до представления того, что ВИХ являлся осью спрединга на месте первичного раскола между Индией и Австралией, а в кайнозой стал трансформным разломом [3] и др.

В последнее время определились две точки зрения, развивающие одно из предшествующих представлений: ВИХ рассматривается как след горячей точки или как магматически активный трансформный разлом. Хотя высказывалось и компромиссное мнение, что часть хребта это продукт действия

плюма, а другая часть сформировалась как трансформный разлом [3, 4]. Все это, по-видимому, свидетельствует скорее о сложной многофазной истории формирования Восточно-Индийского хребта, на разных этапах которой доминировали все отмеченные процессы: вулканизм, тектоника и серпентинизация.

В 2007 г. на ВИХ был выполнен специальный рейс KNOX06RR ИС «Роджер Ревелл» с целью изучения природы хребта с применением комплекса новейших геолого-геофизических методов. Результаты этого рейса положены в основу данного исследования.

В ходе детального сейсмостратиграфического анализа, в котором получили дальнейшее развитие построенные ранее схемы расчленения осадочного чехла ВИХ, была создана более детальная схема. В осадочном чехле Восточно-Индийского хребта выделены три непрерывных сейсмических комплекса – СК1, СК2 и СК3 и дополнительные отражающие границы внутри них. На основе корреляции всех 8 скважин глубоководного бурения (в предшествующих анализах использовались только 5 скважин) и сейсмических разрезов равномерно вдоль простираения всего ВИХ выполнена литолого-стратиграфическая идентификация опорных отражающих границ и сейсмокомплексов, омолаживающиеся к югу. Было показано, что на базальтовом акустическом фундаменте залегает вулканогенно-осадочный субаэральный или мелководный СК3 с хаотично слоистой сейсмической записью, который выше переходит в ранее невыделившийся карбонатный СК2 со стратифицированной записью. Завершает разрез комплекс пелагических карбонатных илов СК1 с акустически прозрачной или слабо стратифицированной записью. Установлено, что выделенные сейсмические комплексы, накопившиеся в специфических обстановках осадконакопления, южного сегмента отличается от северного и центрального мощностями сейсмокомплексов, количеством опорных отражающих горизонтов и отсутствием перерывов в осадконакоплении, что может свидетельствовать о генетических особенностях осадкообразования в разных палеоокеанологических обстановках вдоль простираения хребта.

Структурно-тектонический анализ показал интенсивную раздробленность ВИХ. По простираению в морфологии хребта выделяются три сегмента: северный (17°с.ш. до 7°ю.ш.), центральный (7°–15°ю.ш.) и южный (15°–33°ю.ш.), каждый из которых характеризуется индивидуальным структурным рисунком. В северном сегменте преобладают разломы северо-восточного и северо-западного простираения, в центральном – субширотного, в южном – северо-восточного и субширотного. В пределах ВИХ на фоне его постепенного погружения выделяются несколько этапов тектонической активности различной природы. Самый ранний проявляется на поствулканической стадии, сразу после излияния базальтов, формирующих цоколь хребта, и контролируется разломами исключительно в фундаменте. Возраст этих нарушений закономерно омолаживается в южном направлении, следуя

возрастному тренду фундамента (поздний мел на севере, палеоцен в центральной части и средней эоцен в южной). Второй (конец палеоцена – начало эоцена) и третий (поздний миоцен) этапы, когда деформировался осадочный чехол, связаны с региональными изменениями кинематики движения литосферных плит и этапами коллизии Индийской плиты с Евроазиатской.

Анализировались поля аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе и Буге, поля высот геоида и трансформант этих полей, а также аномалии магнитного поля. Выделены области отличающиеся характером полей, которые коррелируют с крупными морфоструктурами дна (котловины Центральная, Вартон, Крозе, хребты ЮВИХ, ВИХ и другие). ВИХ более контрастно выражен в гравитационном поле, чем в магнитном, что может свидетельствовать о слабом изменении характера магматизма вдоль хребта. По простиранию ВИХ был также разделен на сегменты, отличающихся особенностями гравитационного поля и его трансформант. Предположено, что эта сегментация свидетельствует об изменении мощности коры, вызванном историей формирования хребта. В частности, наиболее интенсивные локальные аномалии силы тяжести сегмента ВИХ между 10° и 22° ю.ш., возможно, свидетельствует об аномально увеличенной здесь мощности коры, что может быть связано с влиянием древнего спредингового хребта Вартон, который был активен во время формирования этого участка ВИХ и взаимодействовал с горячей точкой.

Общим свойством аномального магнитного поля (АМП) является его слабая корреляция с подводным рельефом – встречаются интенсивные локальные аномалии как приуроченные к локальным структурам рельефа/фундамента, так и с ними не связанные. При этом сам массив ВИХ не везде четко отражается в АМП. Причиной этого могло быть то, что процесс формирования хребта длился достаточно долго, захватывая геомагнитные эпохи различной полярности и/или интенсивности МПЗ, т.е. процесс формирования источников магнитных аномалий не был одноактным. Такая особенность магнитных аномалий над хребтом потребовала применения и разработки специальных методик для их интерпретации. Применение разработанного нами программного комплекса обработки морских магнитных градиентометрических данных позволило успешно объединить всю имеющуюся для ВИХ разрозненную информацию и получить исходный материал для дальнейшей геолого-геофизической интерпретации. Везде в абиссальной части выделяется слой 2 океанической литосферы, мощностью 0.5–1.5 км, конформный рельефу океанского дна. На Восточно-Индийском хребте наблюдается разброс по глубине положения источников магнитных аномалий от 6–7 км под его западным флангом до 1–2 км и местами выхода верхних кромок на уровень дна в центре. На основании обработки и интерпретации геомагнитных данных на ВИХ, сделаны следующие выводы: 1) Магнитные аномалии изученных фрагментов хребта имеют сложный интерфе-

рирующий характер, вызванный наложением полей от источников, разделенных как по глубине, так и по латерали. 2) Основной вклад в наблюдаемые на полигонах аномалии вносят глубинные источники, сосредоточенные в диапазоне глубин 5–15 км, которые могут соответствовать т.н. “вулканическим корням” или другим глубинным источникам в основании хребта. Распределение морфологических линейных элементов поля существенно различается для глубинных (залегающих ниже видимого рельефа хребта) и неглубоких (расположенных внутри постройки) источников. Если для первых характерны генеральные ВСВ простирания, то вторые тяготеют к меридиональным и СЗ направлениям. 3) Рассчитанные палеошироты существенно различаются для всех полигонов, при этом больше половины из них попадают в диапазон 30–45° ю.ш., что свидетельствует о существенном – до 35° по широте дрейфе изученных объектов к северу. Важным является также то, что палеошироты образования остаточной намагниченности в нижних слоях источников значительно южнее, чем в верхних; последние вообще тяготеют к их современному положению.

Проведенное на основании новых фактических и литературных данных сравнение магматизма ВИХ, Западно-Австралийской котловины и ЮВИХ показало, что в целом характер магматизма близок по генетическим типам магматизма. В тоже время в пределах ВИХ в северной части встречаются базальты щелочного генезиса, содержание  $K_2O$  в которых достигает 1–1.8 вес % [5]. Отличительной чертой магматизма ВИХ является излияние толеитов, с повышенными содержаниями  $SiO_2$  (51–53%) и пониженными  $TiO_2$  (0.5–1%),  $Na_2O$  (1.8–2%). Их происхождение связывается с малоглубинным плавлением обогащенной мантии с высокой степенью плавления [5, 6] По этим характеристикам эти базальты близки к базальтам трапповых провинций. Они широко распространены в районе 20° ю.ш., области, где выявлены локальные аномалии силы тяжести ВИХ, свидетельствующие об аномально увеличенной здесь мощности коры. Какой-либо закономерности в распространении различных типов толеитов по происхождению и обогащению вдоль простирания хребта не обнаружено.

Природа и эволюция ВИХ включает в себя основные актуальные проблемы геологии дна Мирового океана: внутриплитный вулканизм, мантийные плюмы, внутриплитная деформация океанской литосферы, эволюция спрединговых центров, диффузные границы плит. Все эти проблемы в настоящее время находятся в стадии изучения и далеки от полного их решения. Обобщение имеющихся геолого-геофизических данных, полученных в восточной части Индийского океана и непосредственно на самом хребте, включая самые новые, позволил рассмотреть многие аспекты перечисленных проблем.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bowin K. Origin of the Ninetyeast Ridge from the studies near equator. // J. Geophys. Res. 1973. V. 78. № 26. P. 6029–6043.
2. Кашинцев Г.Л., Непрочнов Ю.П., Гринько Б.Н. Генезис и эволюция Восточно-Индийского хребта // Океанология. 2000. Т. 40. № 6. С. 901–906.
3. Luyendyck B.P., Rennick W. Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 1347–1356.
4. Royer J.J., Sandwell D.T. Evolution of the eastern Indian ocean since the Late Cretaceous: constraints from GEO-SAT altimetry // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № 136. P. 7685–7729.
5. Frey F.A., Weis D. Temporal evolution of the Kergelen plume: geochemical evidence from ~ 38 to 82 Ma lavas forming the Ninetyeast Ridge // Contrib. Miner. Petrol. 1995. V. 121. P. 12–28.
6. Сушевская Н.М., Беязцкий Б.В., Цехоня Т.И. и др. Петрология и геохимия базальтов восточной части Индийского океана в связи с проблемой начальных стадий его эволюции // Петрология. 1998. №6. С. 1–14.

The Ninetyeast Ridge (NER), one of the longest linear volcanic features on the Earth, extends  $\approx 5600$  km in the N-S direction. An international scientific expedition was carried out onboard R/V Roger Revelle (KNOX06RR) during the year 2007 over the NER. The results of geological and geophysical studies using new data complement understanding of the evolution of the Ninetyeast Ridge and adjoining basins.

**Лепешко В.В., Белоус О.В., Казанский Б.А.,  
Мельниченко Ю.И.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток), e-mail: [lep@poi.dvo.ru](mailto:lep@poi.dvo.ru)

**Парагенетическая интерпретация альтиметрических  
данных для северо-западной окраины Тихого океана  
Lepeshko V.V., Belous O.V., Kazansky B.A., Melnichenko Y.I.  
(Il'ichev Pacific Institute of Oceanology FEB RAS, Vladivostok)  
Paragenetic interpretation of altimeter data for  
the North-Western margin of the Pacific Ocean**

Альтиметрические данные о строении рельефа земной поверхности являются надёжной основой для изучения динамики его формирования методом сравнительного анализа парагенезов структур. Генезис и строение рельефа связаны с процессами деформаций и выравнивания земной поверхности. Это отражается в особенностях и тенденциях строения участков поверхности. Такие черты строения, закономерно связанные с определёнными процессами формирования земной коры, называют парагенезами структур или структурными парагенезами [1–3]. Особенности строения участков поверхности обуславливаются различиями локальных геодинамических условий. Тенденции обусловлены достаточной в данном масштабе интенсивностью и продолжительностью направленности региональных и глобальных геодинамических процессов. По ним можно судить о динамике формирования всей поверхности Земли. Конечная цель таких исследований – получение кинематических и геодинамических характеристик эволюции земной коры.

Исследования включают в себя четыре этапа работ: 1 – обработка альтиметрических данных, 2 – выявление структурных парагенезов по результатам обработки, 3 – районирование по выбранным критериям и показателям, 4 – проведение сравнительного анализа, обобщения, построение моделей. Массивы необходимых альтиметрических данных представлены в Интернете [4, 5]. Они различаются детальностью, интерактивными возможностями. Авторами применялись данные программы ETOPO 1' [4] Обработка данных проводилась в форматах «SURFER» и «EXCEL». С их помощью картографический образ [6] изучаемых объектов может быть отображён очень разнообразно [7].

Составлен комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля региона в виде 3Д (подсвеченных поверхностей) и в изолиниях. По картам изучались пространственно-временные соотношения участков земной поверхности, различающихся генезисом. Тенденции распределений признаков эволюции земной коры выявлялись и изучались статистическими методами [7, 8]. Затем проводился сравнительный анализ парагенезов структур релье-

фа, геофизических полей, геологического строения. Для изучения объектов регионального масштаба и более крупных строились схемы, характеризующие распределения параметров рельефа для трапеций с площадью 1х1 и 2,5х2,5 градуса. Изменением шага горизонталей получали подробные и обобщённые картины распределений больших и малых форм. Таким образом, были выяснены морфометрические и гравиметрические закономерности структуры земной коры, характеризующие те или иные черты её эволюции. Для выявления участков земной поверхности, различающихся историей развития деформаций, были построены карты концентраций признаков деформаций в рельефе, геологическом строении и геофизических полях. На основе сравнительного анализа этих карт сделана схема эволюции поверхности земной коры региона.

На рис. приведён пример изображений «подсвеченного» рельефа Западно-Тихоокеанской переходной зоны (В) и её фрагмента (А). «Подсветка» направлена с северо-запада. Здесь границы парагенезов специально не проведены, поскольку распространение ровных и деформированных участков поверхностей очевидно. Видно также, что уменьшение масштаба скрадывает детали и способствует обобщению по признакам структурного парагенеза. Уменьшая или увеличивая масштаб изображения, и меняя направление подсветки рельефа, можно точно ограничить парагенезы структур и уточнить пространственно-временные взаимоотношения участков земной поверхности.

В местах, где тектонические деформации развивались наиболее интенсивно с тенденцией поперечного сжатия – продольного растяжения, концентрация разных форм максимальна. Это островодужные системы с прилегающими желобами. Здесь, при формировании современного рельефа преобладало нормальное сжатие в северо-западном и встречном ему направлениях.

К средней концентрации можно отнести расчлененный рельеф окраинных морей, их складчатое обрамление, горные системы Монголо-Охотской складчатости. Строение этих участков поверхности имеет признаки смены направлений сжатия – растяжения и интенсивности деформаций.

Участки ровной поверхности сформировались при преобладании экзогенных процессов над эндогенными. Это равнины материка, котловины морей и океана, шельф. Геологическое строение указывает на неоген – четвертичное время тектонических ограничений таких участков. При этом время начала их выравнивания различно. Так на материке и на подводном поднятии Ямато (Японское море) есть признаки, как минимум, позднемелового пенеплена. А под шельфом всех окраинных морей присутствует погребённый рельеф, впадины в котором достигают глубин 3–9 км и заполнены палеоген – четвертичными отложениями. Это свидетельства значительного изменения структурного плана региона в неогене и в четвертичное время.

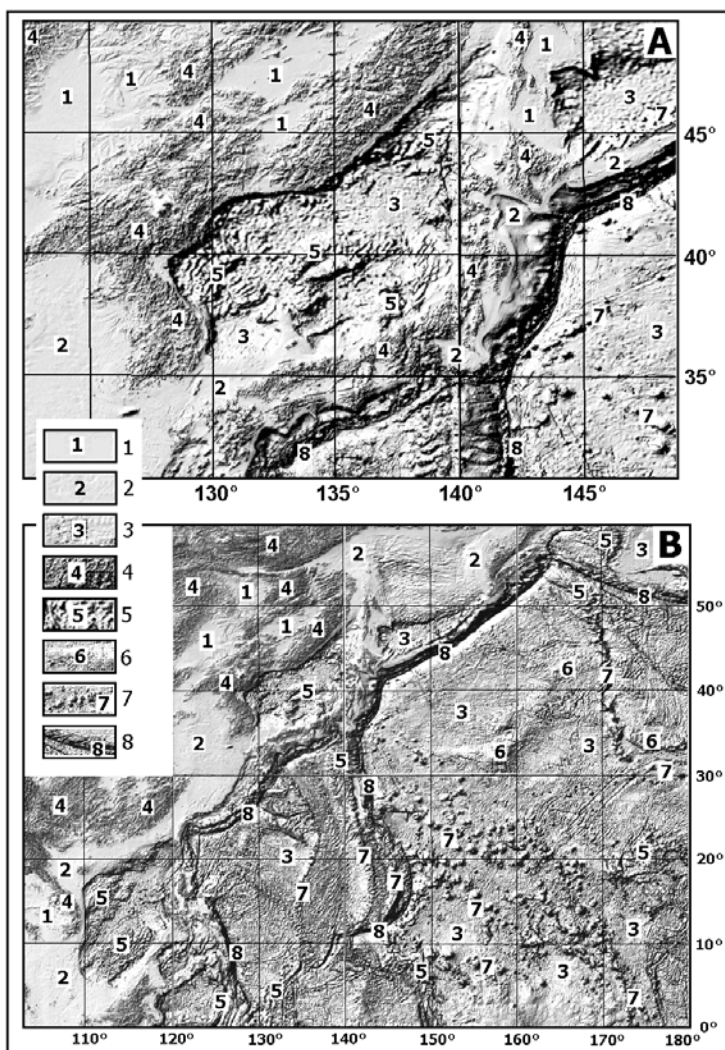


Рисунок. Примеры структурных парагенезов эволюции рельефа в разных масштабах изображения. **А** – Японское море и его складчатое обрамление, **В** – северо-западная окраина Тихого океана.

Структурные парагенезы и их номера на картах. 1–3 парагенезы, сформированные процессами экзогенного выравнивания. 1 – равнины и сглаженные низкогорья суши. 2 – шельф. 3 – котловины морей и океана; 4–8 – парагенезы, сформированные тектоническими деформациями и вулканизмом. 4–5 – сложно расчленённый горный рельеф: 4 – суши, 5 – дна морей и океана. 6 – подводные поднятия сглаженных форм. 7 – скопления вулканических подводных гор. 8 – днища и склоны желобов.

Выявление признаков тектонического контроля в строении земной поверхности проводилось путём анализа и синтеза структурных рисунков карт рельефа (в изолиниях и «рельефных» образах, с разными ракурсами подсветки). Изучение эволюции поверхности земной коры строится на выявлении и анализе структурных рисунков, отражающих парагенезы тектонических процессов, формировавших рельеф. Выделяются структурные парагенезы по признакам сходства и различия воздействия экзогенных и эндогенных процессов: расчленённости, гипсометрического уровня рельефа, форм и ориентировок его элементов. Синтез ассоциаций парагенезов структур различного рода объединяет парагенезы по сходству в пределах больших участков поверхности.

Более сложные объекты представляют комплексные парагенезы структур и ассоциации таких парагенезов, характеризующие развитие различных участков поверхности. Комплексные парагенезы включают разнородные логически связные показатели, например фрактальные структурные рисунки рельефа, гравиметрических и магнитных полей. В ассоциации такие парагенезы структур объединяются по общему для них признаку или группе признаков формирования поверхности. Например, поверхность выравнивания или складчатость, или гетерогенное поднятие и т.п.

Проведённые исследования показывают связи между трендами строения земной поверхности, рельефа поверхности акустического фундамента, и верхней мантии. Изменения геологических структур и рельефа поверхности соответствуют изменениям динамической обстановки в недрах и атмосфере. Состав, взаиморасположение и формы структур зависят от направлений, интенсивности и длительности действий процессов, их формирующих.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лепешко В.В., Белоус О.В. О полях деформаций в зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 490–495.
2. Лепешко В.В. Мельниченко Ю.И. Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIV тектонического совещания. Т. 1. М. ГЕОС, 2006. С. 389–392
3. Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. Тр. ГИН АН СССР; Вып.340. М.: Наука, 1980. С. 145–197.
4. [http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi)
5. <http://maps.grida.no/go/collection/topographic-maps>
6. Берлянт А.М. Образ пространства: Карта и информация. М.: Мысль, 1986. 240 с.
7. Суханов В.В. Научная графика на компьютере. Владивосток: Дальнаука, 2005. 335 с.
8. Казанский Б.А. Особенность рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода //

Пятый Всероссийский симпозиум «Физика геосфер»: материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 174–177.

The Earth's crust evolution is naturally reflected at the Earth's surface structures. Altimetry data of the relief and of the geophysical fields contain reliable and diverse information about the structures and about the geological history of the crust. The paper is about some results of paragenetic analysis of the program "ETORO 1 /" data. The sequence of formation and deformation of the earth's surface of the north-western margin of the Pacific Ocean is considered.

## **Лобковский Л.И.<sup>1</sup>, Хортон А.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Москва, <sup>2</sup>ОАО «Союзморгео», Геленджик, Россия, e-mail: [akhortov@mail.ru](mailto:akhortov@mail.ru))

### **Новые данные по строению и углеводородному потенциалу российской части Азовского, Каспийского и Черного морей**

## **L.I. Lobkovsky<sup>1</sup>, A.V. Khortov<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, <sup>2</sup>Soyzmorego, Gelendjik)

### **New data of geology and oil and gas potential in Russian parts of Azov, Caspian and Black seas**

За последние 15 лет на шельфах России был выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований, включающих детально-поисковые работы МОГТ, в том числе дорогостоящие 3Д работы. Благодаря этим исследованиям стало возможным оконтурить и замкнуть перспективные ловушки УВ, оценить их ресурсы. В ходе этих работ, некоторые ранее выявленные по региональным исследованиям поднятия, напротив, исчезли из перечня выявленных объектов, как не подтвердившиеся. По ряду акваторий, включая южные моря России, были выявлены новые, ранее не фиксируемые геофизическими методами, ловушки седиментационного типа [1–8].

Согласно данным по более чем 70 морским нефтегазовым проектам, завершённым в последние 10–12 лет, на всех акваториях России с разной степенью достоверности и детальности выявлено около 1300 перспективных объектов, представляющих интерес для поисков нефти и газа, из них около половины – за последние 10 лет.

Общее количество выявленных в отдельных акваториях объектов коррелируется со степенью изученности этих акваторий. 23% из них приходятся на южные моря (Азовское, Черное и Каспийское) [4]. Средний размер открываемых на шельфе месторождений составляет около 220 млн. т УТ. При этом в Азовском море их максимальный размер составляет менее 1 млн. т УТ, в Каспийском – более 100 млн. т УТ. В российском секторе Черного моря в последние два десятилетия буровые работы не проводились, но, судя по результатам комплексных детальных работ, на ряде лицензионных участков следует ожидать открытия гигантских месторождений [2, 3, 7].

Периоды наибольшего прироста запасов за счёт открытия новых морских месторождений совпадают с известными периодами максимальной сейсморазведочной и буровой активности на российских и бывших советских акваториях (1973–1977, 1986–1991 и др.). Это подтверждает известную истину о том, что воспроизводство ресурсов есть функция геологоразведки. Соответственно, если нет разведки – нет и воспроизводства; её недостаточность и низкое качество результатов даёт некачественный прогноз, который редко подтверждается бурением.

В целом результаты изучения нефтегазоносности акваторий России, в том числе полученные в последние 15 лет, безусловно, свидетельствуют о поступательном развитии процесса воспроизводства базы углеводородов на континентальном шельфе.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Головинский В.И., Грабская В.Е., Сенин Б.В., Хортов А.В. Седиментационные ловушки УВ в разрезе кайнозойских отложений российской части Черного моря // Тезисы XVIII Международной Научной Конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». Т. 2. М.: ГЕОС, 2009. С. 31–36.
2. Лобковский Л.И., Хортов А.В., Ковачев С.А., Гринько Б.Н. Глубинное строение и сейсмогеологические особенности крупнейших поднятий на российском шельфе Черного моря по данным МОГТ-МПВ. // Актуальные проблемы океанологии. М.: Наука, 2003. С. 207–221.
3. Лобковский Л.И., Непрочнов Ю.П., Хортов А.В. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности южных морей России // Тезисы докладов 1-ой Международной конференции «Нефть и газ Черного, Азовского и Каспийского морей-2004». Геленджик, 2004. С. 56–57.
4. Сенин Б.В., Супруненко О.И., Хортов А.В. Некоторые результаты и проблемы изучения геологии и нефтегазоносности континентального шельфа России // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС, 2007. С. 131–133.
5. Сенин Б.В., Хортов А.В., Грабская В.Е., Федотов М.Н. О выделении неструктурных ловушек УВ в разрезе кайнозойских отложений северо-восточной части Черного моря // Тезисы докладов 6-й международной конференции «Нефть и газ Черного, Азовского и Каспийского морей». Геленджик-2009.
6. Шевчук В.В., Сенин Б.В., Пекин Ю.Ф., Хортов А.В. О некоторых результатах геологического изучения лицензионных участков компании ЗАО «Черноморнефтегаз» // Тезисы докладов 5-й международной конференции «Нефть и газ Черного, Азовского и Каспийского морей». Геленджик-2008.
7. Сенин Б.В., Хортов А.В. Нефтегазоперспективные объекты северо-востока Черного моря // Oil and Gas Journal Russia. 2009. V. I-II.
8. Хортов А.В., Непрочнов Ю.П. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности южных морей России // Океанология. 2006. № 1. С. 114–122.

The regional profiles with refractive waves along the Azov, Caspian and Black seas, which were carried out by the oil companies in 1996–2012 has introduced the information on its deep structure. The analysis and comparison of the re-

flected and refracted wave data has allowed to construct lithological models to give the reasonable prediction of rock structure and prospects in hydrocarbon depositing prior. New geological and geophysical data allow highly to estimate aquatoria prospects for oil and gas fields exploration. Medium and large oil accumulations by expected resources can be discovered in Russian parts of Azov, Caspian and Black seas.

**Ломакин И.Э., Иванов В.Е.**

(Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАНУ, г. Киев, e-mail: igorlomakin@gmail.com)

## **Особенности геологического строения Юго-Восточной Атлантики**

**Lomakin I.E., Ivanov V.Ye.**

(Department of Marine Geology and Sedimentary Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev)

## **The main specifics of a geological structure of ridges and raisings of the Southeast Atlantic**

Юго-Восточная Атлантика (ЮВА) остаётся малоизученным районом Мирового океана. Здесь регулярно обнаруживаются неизвестные ранее подводные горы и даже глыбово-вулканические хребты.

В регионе расположена система крупнейших блоково-вулканических закономеренно ориентированных в северо-восточном направлении подводных горных сооружений – хребты Китовый, Вавилова, поднятия Сьерра-Леоне, Дискавери и Агульяс. Разломы, их оконтуривающие, продолжаются далеко в пределы Африканского континента [1, 2], а на юго-востоке пересекают Срединно-Атлантический хребет (САХ).

Материалы оригинальных батиметрических съёмок, полигонные исследования, включающие в себя наблюдения с борта автономных обитаемых аппаратов, дают принципиально новую информацию о морфоструктурах региона. Большинство подводных гор и их рельефообразующие линейменты ориентированы в северо-восточном и северо-западном, реже – меридиональном направлениях. Далеко за пределами этих структур, на расстоянии более 100 миль от оси горных сооружений расположены крупные горстовые горы длиной иногда более 100 км, ориентированные в северо-западном направлении и имеющие относительную высоту более 2.5 км (гора А-333, хребет Китовый; гора А-062, поднятие Сьерра-Леоне).

Пространственная ориентировка мезо- и микрорельефа подводных гор фактически всех хребтов и поднятий дна океана не случайна и в основном соответствует линейным контурам структуры, в пределах которой они находятся. Ориентировка отдельных гряд и линейных форм рельефа гор рифтогенного или горстово-блокового хребта обязательно наследует положение линейментной сети сооружения [3]

Контуры и общее простирание названных крупнейших хребтов Юго-Восточной Атлантики схожи. Их северо-восточные и юго-западные звенья имеют диагональное северо-восточное простирание, тогда как центральные блоки длиной около 600 миль ориентированы меридионально, согласно ориентировке СОХ. При этом топо- и тектоно-линейменты всех блоков хребтов и всех гор, расположенных в пределах этих блоков имеют практи-

чески одинаковую пространственную ориентировку: СВ 45°, 60°; СЗ 310-320°, 0+5°, 90+5° (рис. 1).

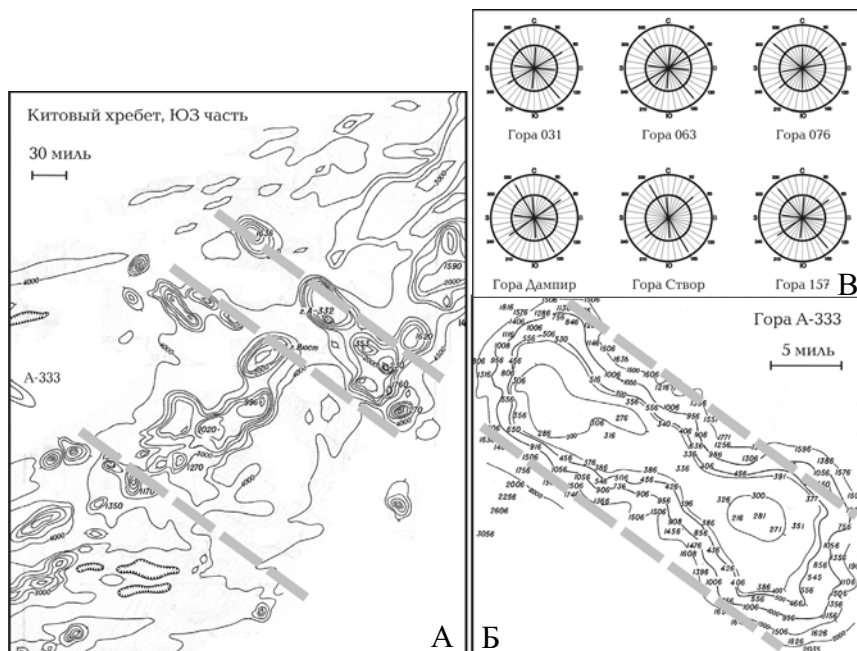


Рисунок 1. Ориентировка рельефа и линейментов подводных гор хребта Китовый (А, Б), поднятий Вавилова и Сьерра-Леоне (В)

Продолжением хребта Вавилова (Гвинейского подводного вала) на континенте является известная линия Камерун, входящая в мегазону разломов «системы Пелузиум», пересекающую Африку от Суэцкого канала до вершины Гвинейского залива. В широкую (до 740 км) полосу этой зоны входят разломы от Тау-сир-Катар до Камерунского и прогибы (грабены) бассейнов Вольта, Бенуа и Нижнего Конго. Эта система вместе с хребтом Вавилова является наглядным примером сквозной структуры надрегионального типа [4].

Хребет Китовый – это продолжение в океане одного из крупнейших трансфриканских линейментов – «Великой отрицательной аномалии Буге», простирающейся от Атлантического побережья до берегов Красного моря [2].

Грядово-желобной рельеф дна котловин, связанный с активностью трансформных разломов, существенно нарушается тектоно-линеаментами северо-восточного и северо-западного простириания.

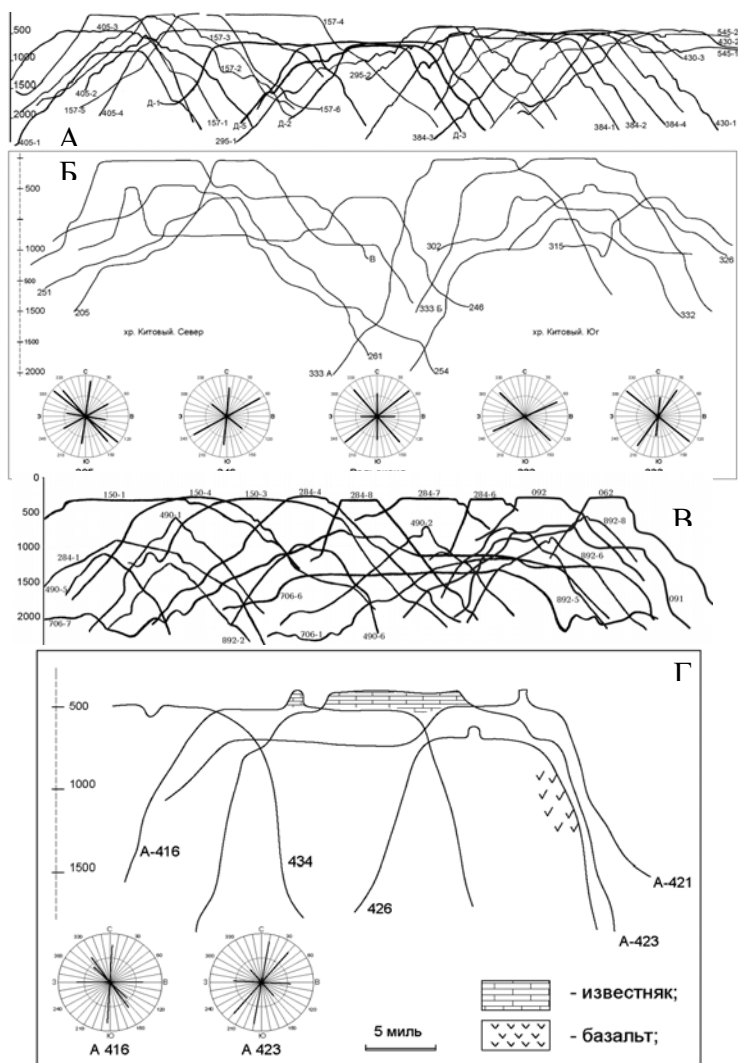


Рисунок 2. Профили склонов и террасы подводных гор хребтов Вавилова (А), Китового (Б), поднятий Сьерра-Леоне (В) и Дискавери (Г). На диаграммах – ориентировка линеаментов

Контуры большинства гор ЮВА прямоугольны. Долины, сбросы, тектонические уступы, грабены, зияющие трещины и разломы на их плоских абразийных вершинах ориентированы в северо-западном, северо-восточном, реже меридиональном и очень редко в субширотном направлении. Мощные,

более чем километровые толщи известняков и фосфоритов, покрывающих цоколь гор, образованы в результате процессов морфолитогенеза [5]. Они разбиты серией диагональных (СВ и СЗ) тектонических нарушений, проявленных в виде зияющих трещин, грабенов и тектонических уступов, которые образовались уже в неозтапе, после погружения структур на современные глубины.

Террасы и плоские вершины подводных гор поднятий Сьерра-Леоне и Дискавери, хребтов Вавилова и Китовый являются классическим примером абразионных форм рельефа (рис. 2). Их нахождение сегодня на больших и разных глубинах, даже в пределах одного горного сооружения указывает на важную роль вертикальных тектонических движений в формировании земной коры региона.

### **Выводы**

1. Основные морфоструктуры ЮВА ориентированы в ограниченном числе направлений согласно положения глобальной тектоно-линеamentной сети региона, единой для континентов и океанов.

2. Вертикальные блоковые тектонические движения, подтверждённые современным гипсометрическим положением абразионных террас с явно выраженными проявлениями процессов морфолитогенеза играют важную роль в формировании земной коры Океана.

## **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Видяпин Ю.П. Камерун-Египетская зона геодинамической активности как продолжение Аграхан-Тбилиско-Левантийской зоны дислокаций // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 1. М.: Геос, 2010. С. 107–111.
2. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М: Недра, 1987. 240 с.
3. Ломакин И.Э. Линеаменты дна Атлантического океана // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2012. № 2. С. 5–24.
4. Ломакин И.Э., Иванов В.Е., Кочелаб В.В. Линеаменты дна океанов и сквозные структуры // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 4. С. 30–46.
5. Ломакин И.Э., Иванов В.Е. Морфолитогенез на подводных горах Мирового океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013. № 2. С. 87–100.

The main morphostructures of Southeastern Atlantic focused on a limited number of directions. Tectonic lineament network extends far into the ocean beyond the African continent and adjacent areas of the south-western Atlantic. The crust of South-East Atlantic has the block structure. Vertical tectonic movements played a leading role in its formation. This is confirmed by modern hypsometric position of abrasion terraces and traces of processes morpholithogenesis in deep.

## **Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.**

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, lomtev@imgg.ru)

### **К строению подводных конических гор и холмов у подножия охотской окраины Курильской дуги на профилях НСП Lomtev V.L., Patrikeev V.N.**

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

### **To the structure of conic seamounts and seahills near Okhotsk margin rise of Kuril arc on SCP profiles**

Строение конических гор и холмов охотской окраины Курильской дуги и смежной Южно-Охотской (Курильской) батимальной котловины изучается с 50-70-х годов прошлого века [1–6]. Некоторые горы получили собственные имена, другие – цифровые. Они бывают одиночные и многовершинные, формируют цепочки и горные массивы высотой >1 км. Их считают молодыми, подводными или затопленными в квартере островными вулканами, т.е. аккумулятивными, лаво-шлаковыми постройками. Однако при этом слабо привлекались данные НСП, известные своей геологической информативностью [4]. Восполняя этот пробел ниже представлены профили (ПР) НСП 21 рейса НИС «Пегас»-1980 с интерпретацией. НСП проводилось на частотах 80-100 Гц и 5-7-узловым ходом, сеть профилей неупорядочена, т.к. была ориентирована на картирование выходов фундамента для их последующего драгирования [2, 3].

ПР 55,56,83 (рис. 1). Один из лучших примеров дает ПР 55 близ о. Райкоке с небольшой (~1 км) горой без вершинного кратера. Она имеет гладкие (~10°) склоны, сложенные тонкослоистыми осадками верхней, контрастной толщи кайнозойского чехла Южно-Охотской котловины мощностью 1–1.5 с, залегающими параллельно дну (склоновый чехол). С глубиной и без видимого стратиграфического контакта их замещают прозрачные осадки нижней толщи чехла (см. ПР 83). Т.о., эта гора суть молодой экструзивный купол (ЭК) с осадочной шапкой, связанный с внедрением вязкой магмы в чехол. Скважина глубиной 1–2 км на ее вершине вскрыет только осадки кайнозоя, а при драгировании весь поднятый обломочный материал окажется аллохтонным (ледовый разнос). Отметим гладкость горных склонов как надежный признак осадочных шапок ЭК в сравнении с шероховатыми склонами вулканических построек [1]. Несогласия в основании горы связаны с бортом палеодепрессии, частью инверсированной (справа), или представляющей собой обычное налегание осадков на палеорельеф (слева).

Гора на ПР 56 одна из самых высоких (>2.3 км). Она имеет форму стратовулкана с гладкими склонами, сложенными тонкослоистыми контрастными осадками верхней толщи мощностью ~1 с (склоновый чехол), но без вершинного кратера. Ее уплощенная вершина диаметром 2 км видимо абра-

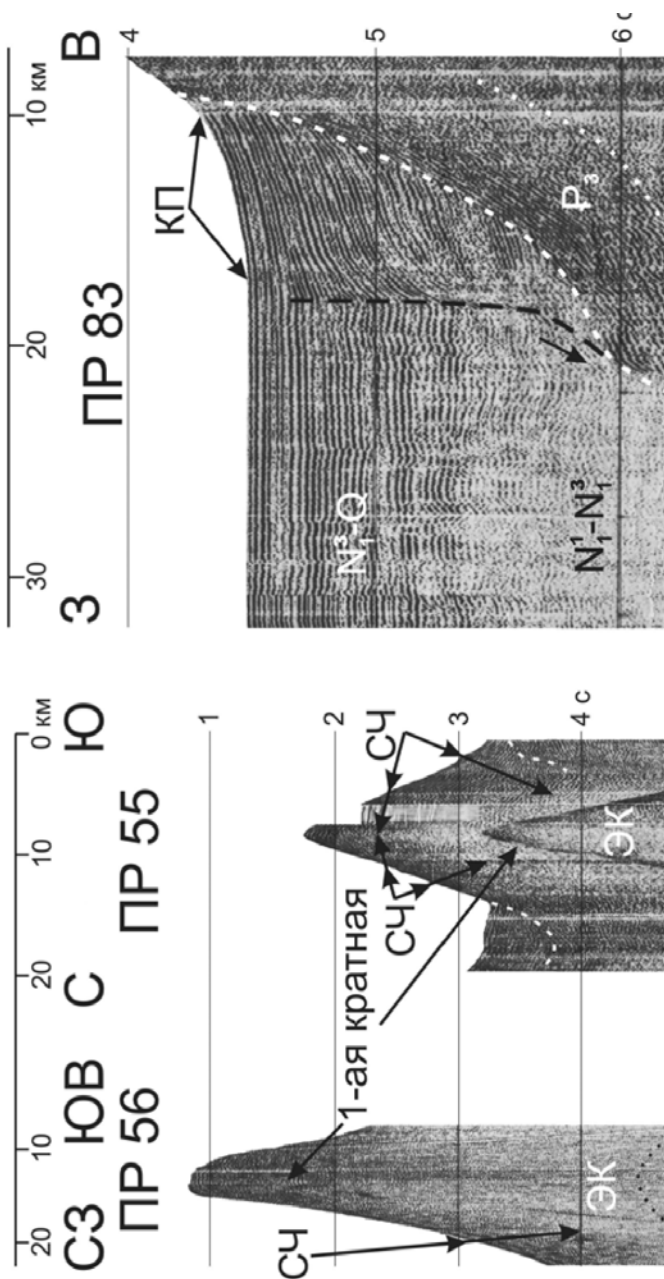


Рисунок 1. Профили НСП 55,56,83 через экструзивные купола (ЭК) с осадочными шапками и стратиграфией кайнозойского чехла и кровли акустического фундамента Южно-Охотской котловины (АФ): СЧ – склоновый чехол, КП – континентальное подножие, пунктир – поверхность несогласия, точки – кровля ядра протыкания, пунктир со стрелкой – сброс и направление смещения по нему. Вертикальный масштаб здесь и на рис. 2 в секундах двойного пробега, горизонтальный – в км. Положение профилей в [3] и на рис. 1 в др. докладе авторов.

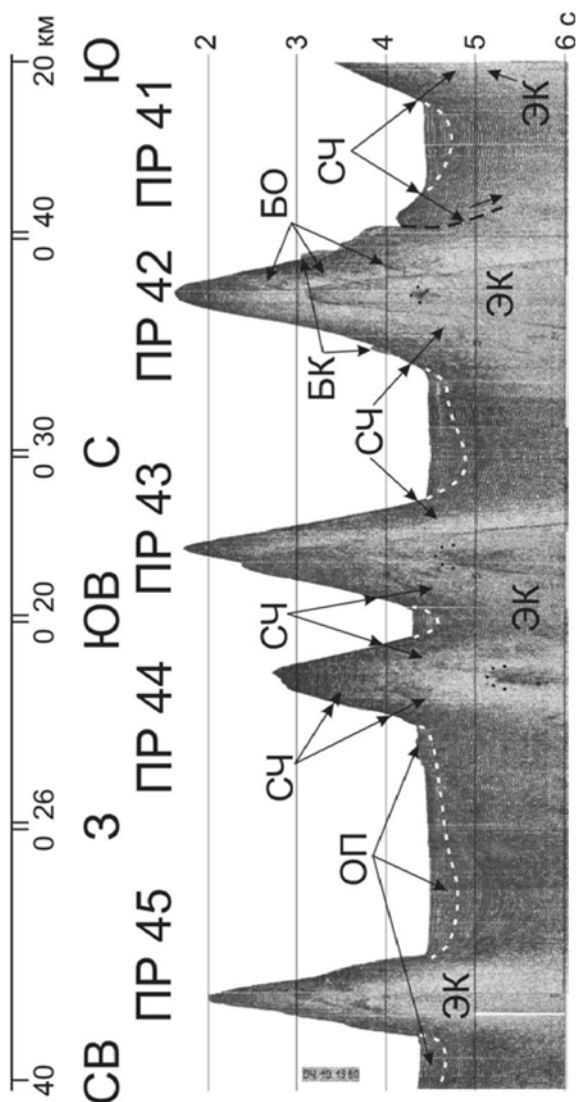


Рисунок 2. Профили НСП 41-45: **БК** – боковые конусы, **БО** – боковые отражения, **ОП** – оползень у подножия горы справа и оползней-потоки; другие обозначения см. на рис. 2. Положение профилей в [3] и на рис. 1 в другом докладе авторов по материалам НСП 21 рейса «Пегас»-1980.

дирована (бенч гайота). Т.о., эта гора является молодым ЭК с мощной осадочной шапкой, связанным с внедрением вязкой магмы в чехол. Кровля его ядра протыкания намечается на пикете 17 км, где на времени 4.7 с, или 2.5 с под дном, примерно равном мощности кайнозойского чехла в Южно-Охотской котловине [1, 6], появляются слабоконтрастные, прерывистые отражения.

ПР 41-45 (рис. 2). Данные профили НСП пересекали цепь одиночных гор и одной двойной к северу от о. Броутона. Их высота превышает 1–2, диаметр основания 15–30 км при крутизне склонов  $\sim 15^\circ$ . Ключевым элементом строения являются склоновые чехлы, непрерывно прослеженные через седловины. Здесь их кровля является поверхностью углового несогласия в подошве линз контрастных осадков мощностью 0,2–0,4 км, залегающих горизонтально. Последнее фиксирует прекращение роста гор (палеорельеф). Склоновые чехлы прослежены до их вершин в виде расслоенных параллельно гладкому дну осадков в нижней и средней частях склона и хаотично расслоенного контрастного чехла в привершинной части. Т.о. эти горы суть молодые ЭК с осадочными шапками, связанные с внедрением вязкой магмы в чехол. Последний поднимается на склоны гор без изменения мощности и даже с сохранением числа фаз. Однако на временном разрезе он выглядит более тонкослоистым, что создает впечатление об ином характере его расслоенности и мощности. Такое различие возникает из-за особенностей распространения волн в горизонтально и наклонно слоистых средах и их регистрации на временных разрезах. Так, в этих средах приемными устройствами регистрируются отраженные волны, распространяющиеся перпендикулярно границам, а времена их прихода на временных разрезах откладываются по вертикали. В связи с этим на временных разрезах НСП происходит смещение границ наклонных пластов относительно горизонтальных вверх и вниз по падению. Такое смещение наклонных границ называют сейсмическим сносом. Но кроме этого возникает сжатие пачки наклонных пластов на величину  $\delta t = 2H(1 - \cos\alpha)/V$ , где  $H$  – мощность пачки,  $\alpha$  – угол падения пластов,  $V$  – пластовая скорость. На это сжатие наклонных пластов интерпретаторы обычно не обращали внимание, хотя оно приводит к изменению характера слоистости, а при значительных углах падения – и полной потере фазовой корреляции даже плоскослоистой толщи.

Утонение в 1,5–2 раза слоев верхней толщи несогласием в направлении горы на ПР 45 фиксирует конседиментационное внедрение вязкой магмы в чехол. Глубина залегания кровли ядра протыкания превышает 1–2 км, кроме южной горы с несколькими боковыми экструзивными конусами. На ПР 41 в прозрачном разрезе под ее вершиной на уровне 4.3 с выделяется локальное контрастное пятно, видимо намечающее кровлю ядра протыкания.

Итак, конические горы и холмы у подножья охотской окраины Курильской дуги являются ЭК с мощными ( $>1$ –2 км) осадочными шапками, связанными с внедрением вязкой магмы в кайнозойский чехол (см. также другой доклад авторов по этим материалам). Этот вывод поддерживают данные геотермии (О.В. Веселов, ИМГиГ, личн. сообщ., 2012): на подводных горах охотской окраины термоградиентометры без труда входили на 3–4 м в мягкие донные осадки. Измеренный теплоток оказался высоким (346 и 323 мВт/м<sup>2</sup>с на хребте Гидрографов мористее о. Итуруп), но с резкими (до 38,5 мВт/м<sup>2</sup>с там же) перепадами от места к месту [1]. С учетом куполоформи-

рующей роли вязкой магмы ЭК суть экструзивные вулканы вулканической провинции висячем крыле зоны Беньюфа [1, 4, 5]. Судя по скоростям роста ЭК (1–2 мм/год [7]) они формировались в плиоцен-четвертичное время, хотя встречаются и более древние формы. Так, склоновый чехол предмиоценового купола на ПР 83 слагает тонкослоистый морской олигоцен, драпирующий траппы Охоти.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
2. Корнев О.С., Неверов Ю.Л. и др. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС «Пегас» (21-й рейс) // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 36–51.
3. Красный М.Л., Неверов Ю.Л. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21-го рейса НИС «Пегас» (препринт). Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981. 20 с.
4. Ломтев В.Л. Новые данные о строении юга охотской окраины Курильской дуги // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 1. С. 74–83.
5. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
6. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.
7. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.

Result interpretation of seismic continuous profiling (SCP) data of 21 cruises r/v “Pegas”-1980 on the structure of conic seamounts & seahills at Okhotsk margin rise of Kuril island arc are considered. They are extrusive, mainly, Pliocene-Quaternary, domes (volcanoes or magmatic diapirs) with thick sedimentary caps of contrast upper strata and transparent (low strata) deposits of Cenozoic cover.

## Ломтев В.Л.

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, lomtev@imgg.ru)

## Первые охотские лакколиты на профилях НСП

Lomtev V.L.

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

## First Okhotsk laccolithes on SCP profiles

Лакколиты (субвулканы) широко известны в континентальной геологии, имеют несколько определений и связаны с внедрением жидкой магмы в осадочный чехол, в котором формируют купольные антиклинальные структуры [1]. Однако в геологическом строении дна Охотского моря и Мирового океана до сих пор не описывались [2–6 и др.]. Сходные структуры рассматривались обычно как подводные вулканы, реже – как экстррузивные купола [3, 4, 6]. В Охотском море лакколиты впервые обнаружены при повторной интерпретации профилей НСП (ПР), полученных в 21 рейсе НИС «Пегас»-1980 (см. др. доклад в наст. сб.).

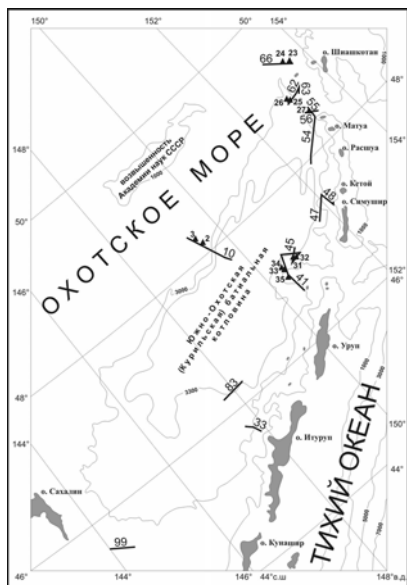


Рисунок 1. Батиметрическая карта исследуемого региона с положением профилей НСП и близлежащих станций драгирования (треугольники) 21 рейса НИС «Пегас»-1980 [4].

В частности лакколиты выделены на профилях НСП 62, 63 и 66 к югу и северу от о. Чиринкотан (рис. 1, 2). Так, лакколит на ПР 62 представляет собой небольшой погребенный купол между пикетами 0–10 км с вершиной на глубине 4.6 с. Его субгоризонтальную подошву на уровне ~5.2 с маркируют непротивенные отражения в верхней, контрастной толще кайнозойского чехла (см. ПР НСП 83 в другом докладе в наст. сб.; [5]). Тело лакколита выделяется своим сложным волновым полем с микродифракциями и подъемом вмещающих отложений. Таким образом, по своему строению он близок лакколиту по определению А.М. Даминовой, как имеющего «...плоское основание и куполообразный верх» (с. 39; [5]). С учетом возраста вмещающих осадков этот лакколит возник видимо в позднем плейстоцене-голоцене.

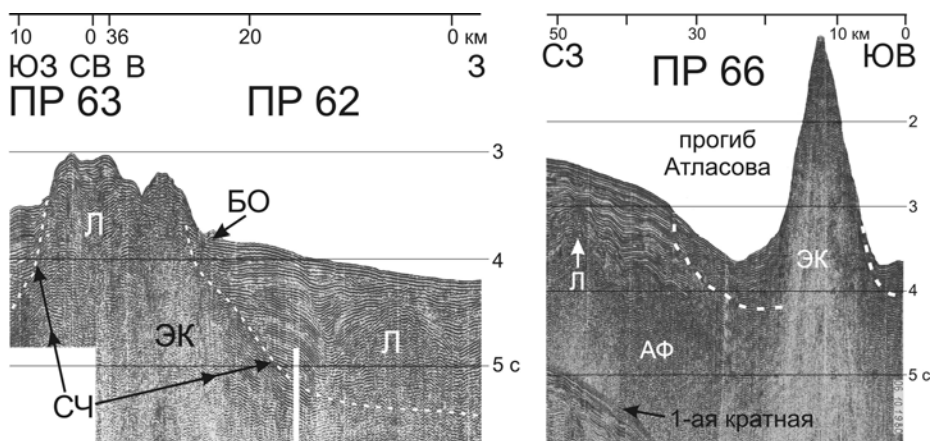


Рисунок 2. Профили НСП 62,63 и 66 через лакколиты (Л) и один из конусов двойной, экструзивной горы в прогибе Атласова: ЭК – экструзивный купол, СЧ – склоновый чехол, БО – боковое отражение, АФ – акустический фундамент. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега, горизонтальный масштаб – в км здесь и на рис. 3. Положение профилей на рис. 1.

Гораздо более крупный лакколит или возможно их группа (куст) формирует левую и возможно правую вершины почти погребенной под осадками средне-позднемиоценовой конической горы на ПР 62,63 (рис. 1, 2). Ее экструзивную (магматический диапир) природу подчеркивают склоновый чехол, угловое несогласие в его кровле и субвертикальная полупрозрачная зона под правой вершиной. Т.о., в строении этого двухвершинного купола помимо внедрения вязкой магмы можно предполагать и инъекцию(и) жидкой магмы в кайнозойский чехол. Признаками последней являются контрастный осадочный разрез с непротяженными субгоризонтальными и наклонными отражающими площадками под двухкупольной вершиной этой горы.

Погребенный лакколит шириной 4 км обнаружен на ПР 66 на вершине антиклинория Хельквиста (по И.К. Туезову) близ подошвы кайнозойского чехла. Внедрение жидкой магмы привело к появлению здесь выпуклого изгиба осадочных слоев, почти достигающего дна (рис. 1, 2). Более крупный лакколит виден на этом же профиле в 40 км к СЗ от описанного (см. рис. 4 в [3]). Он находится на глубине 2 км под дном в смежном прогибе с мощным (~3 км) чехлом контрастных (верхняя толща) и полупрозрачных (нижняя толща) кайнозойских отложений.

Один из наиболее сложных для интерпретации конических холмов высотой ~1 км можно видеть на профиле 33 близ подножия охотской окраины о. Итуруп с молодым подошвенным надвигом (асимметричный вал в сползающем чехле или складка бортового отпора). В структуре холма выделим усеченную и довольно неровную вершину неясного генезиса, прозрачную

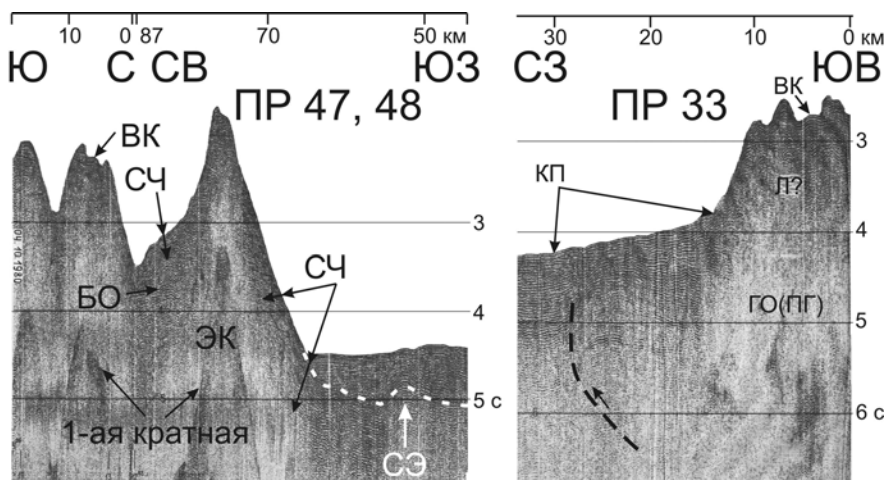


Рисунок 3. Профили НСП 47,48,33 через край горного массива (слева) и одиночный лакколит (справа): ВК – вершинный кратер, СЭ – слепая экструзия, ГО(ПГ) – газовое окно или парогидротермы, КП – континентальное подножие. Пунктир со стрелкой – подошвенный надвиг и смещение по нему; другие обозначения на рис. 2. Положение профилей на рис. 1.

зону на глубине 4–6 с, несколько смещенную к подножию охотского склона, отсутствие склонового чехла, связанного с внедрением вязкой магмы. Прозрачность разреза помимо стратиграфии (нижняя толща кайнозойского осадочного чехла) и дефокусировки волн видимо связана с углеводородными газами (газовое окно) или парогидротермами в окрестности горячей интрузии. Таким образом, данный холм предварительно можно считать крупным, молодым лакколитом или их кустом.

Для детального изучения охотских лакколитов необходима переинтерпретация данных НСП и МОГТ, особенно там, где есть признаки внедрения в чехол как жидкой, так и вязкой магмы. Последние также можно видеть на ПР НСП 47 и 48 близ о. Симушир, пересекавших край горного массива у подножия охотской окраины (рис. 1, 3). Массив образован группой (кустом) конических гор и холмов. На ПР 47 выделим молодую (голоцен?), возможно еще растущую слепую экструзию вязкой магмы, а также заметное различие в высоте внешнего склона массива и конической горы у его края в сравнении с высотой внутренних конусов (холмы). Диаметр основания горы достигает 23 км при высоте 2 км и крутизне внешнего склона  $\sim 11^\circ$ . У подошвы горы склоновый чехол драпирован придонными контрастными осадками мощностью  $\sim 0,5$  км, залегающими субгоризонтально и с угловым несогласием в подошве. Гора имеет контрастную, возможно абрадированную, вершину и гладкие, разнонаклонные, склоны (осадочная шапка экструзивного

купола). Конические холмы также имеют контрастные вершины и гладкие склоны (осадочные шапки экструзивных куполов). Вершинный кратер на одном из них видимо связан с провалом или сползанием осадков в смежную депрессию, поскольку в окрестности холма нет признаков лавовых потоков или выбросов пирокластики, как близ кальдеры Львиная Пасть на юго-западе о. Итуруп [5].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Формы геологических тел (терминологический справочник). М.: Недра, 1977. 246 с.
2. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 147 с.
3. Корнев О.С., Неверов Ю.Л. и др. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС «Пегас» (21-й рейс) // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 36–51.
4. Красный М.Л., Неверов Ю.Л. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21-го рейса НИС «Пегас» (препринт). Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981. 20 с.
5. Ломтев В.Л. Новые данные о строении юга охотской окраины Курильской дуги // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 1. С. 74–83.
6. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.

Result reinterpretation of SCP data of 21 cruises r/v “Pegas”–1980 on the structure of conic seamounts & seahills at Okhotsk margin rise of Kuril island arc are considered. Some small, usually buried, domes with smooth foot and connected with an intrusion of liquid magma (laccolithes), first also are found.

**Макушкина А.И.**

(МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, e-mail: anya.makushkina@gmail.com)

## **Гетерогенное строение коры плато Кергелен**

**Makushkina A.I.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

## **Heterogeneous crust structure of Kerguelen Plateau**

Плато Кергелен представляет собой крупнейшую магматическую провинцию Мирового океана и является одним из крупнейших подводных плато планеты. Оно расположено в южной части Индийского океана к югу от Юго-Восточно-Индийского хребта, вытянуто в северо-западном направлении на 2000 км при ширине около 650 км и средней глубине  $< 2$  км. Над плато возвышаются два острова – Кергелен и Херд. От окраины Антарктиды оно отделено проливом (трог принцессы Елизаветы) глубиной около 4 км. Плато имеет блоковое строение.

В пределах плато выделяют следующие сегменты: Южное плато Кергелен, Центральное плато, Северное плато, банка Скифа и банка Элан, бассейн Эндерби и бассейн Лабуан.

Фундамент плато Кергелен представлен преимущественно толеитовыми базальтами, изливавшимися в субаэральных условиях около 120–110 млн. лет назад в южной части плато и 105–100 млн. лет назад в его центральной части и на банке Элан [1]. По результатам геофизических и геологических исследований Коффин и др. [1] сделали вывод, что раскрытие океана между Индией и Антарктидой могло быть вызвано внедрением горячей точки Кергелен в литосферу Восточной Гондваны 132 млн. лет назад, которое проявилось в излиянии базальтов в юго-западной Австралии (комплекс Банберри) и на плато Натуралиста. Около 120 млн. лет назад горячая точка сместилась в северо-западном направлении (или вновь активизировалась) и, при взаимодействии с центром спрединга Индийского океана, стимулировала обильную вулканическую деятельность, сформировавшую южную часть плато Кергелен [1]. Гайна и др. [2] связывают с этим событием отмирание палеохребта в районе  $6^\circ$  в.д. и перескок оси спрединга, который отделил блок континентальной коры от Индийской материковой окраины, представленный в настоящее время банкой Элан [3]. Данные глубинного сейсмического зондирования (в районе  $58^\circ$  ю.ш.) и геохимических исследований базальтов, вскрытых скважиной ODP 738, 747 и 750, указывают на присутствие вещества континентального генезиса в нижней части земной коры плато Кергелен [1, 4].

Плато Кергелен вытянуто с северо-запада на юго-восток. Если происхождение плато связано со спрединговым хребтом, или горячей точкой, это направление должно отражать направление спрединга в то время. Если плато сформировано горячей точкой, вытянутая форма может быть объяснена

перемещением индийской литосферной плиты над горячей точкой, однако изменение возраста пород на плато Кергелен не наблюдается.

Западные склоны плато Кергелен, вдоль границы с бассейном Эндерби, пологие их угол наклона изменяется по латерали, благодаря незакономерным сериям вулканических построек. Напротив, восточная граница довольно крутая и линейная, близкая к сбросовой [5]. Восточная граница плато поделена на два независимых участка: северный, протягивающийся от северного края плато к хребту Вильяма, связанный с расколом между плато Кергелен и хребтом Броккен вдоль хроны 18 (43 млн. лет), прослеживает направление Юго-Восточного Индийского хребта, и южный, разделяющий Южное плато Кергелен и бассейн Лабуан, предположительно сбросового генезиса, имеющий четкую линейность ССЗ направления [6].

Признаки растяжения встречаются на самом плато, формируя несколько рифтовых систем, включая грабен 88 градуса, рифт Южного плато Кергелен и грабен 75 градуса восточной долготы.

По сейсмическим данным была определена мощность коры плато Кергелен. Кора южной части плато Кергелен составляет 23 км, верхние 7-8 км которой обладают свойствами 2 слоя океанической коры, а на глубинах 9-19 км скорости изменяются от 6,6 км/сек до 6,8 км/сек. Исходя из этого, Оперто и Сарвис [4] заключили, что в структуре бассейна Раггат есть слой континентальной коры, растянутой в ССЗ-ЮЮВ направлении и перекрытый слоем базальтовых лав. На севере Центрального плато Кергелен и острова Херд мощность коры составляет 21–23 км и представлена океанической корой с очень мощным 3 слоем (скорости 7.2 км/сек) у его основания, что вряд ли может быть вызвано нормальным андерплейтингом.

На основании анализа рельефа дна и глубины поверхности провинций плато Кергелен, и в предположении изостатического равновесия блоков литосферы, была оценена степень утонения континентальной коры ( $\beta$ ), и проведено предварительное районирование плато Кергелен по типам коры. Расчётный коэффициент утонения определялся относительно нормальной континентальной коры Антарктиды. Коэффициент утонения для Центрального и Южного плато Кергелен составил  $\beta=0.55-0.7$ , для северной части бассейна Лабуан  $\beta=0.45-0.55$ , экстремальное утонение было выявлено в трогее Принцессы Элизабет  $\beta=0.25-0.3$ . Практически не утоненные блоки континентальной коры – банка Скифа, Элан и хребет Вильямс. Происхождение северной части плато связано с активной деятельностью горячей точки около 40 млн. лет назад [1], оно сложено океанической утолщенной корой. На океанической коре развивается южная часть бассейна Лабуан и бассейн Эндерби.

С целью выявления возможности формирования обособленных микроблоков, сложенных континентальной корой на ранней стадии отделения Индия от Антарктиды и Австралии было проведено экспериментальное моделирование. Моделирование проводилось в лаборатории Музея Землеве-

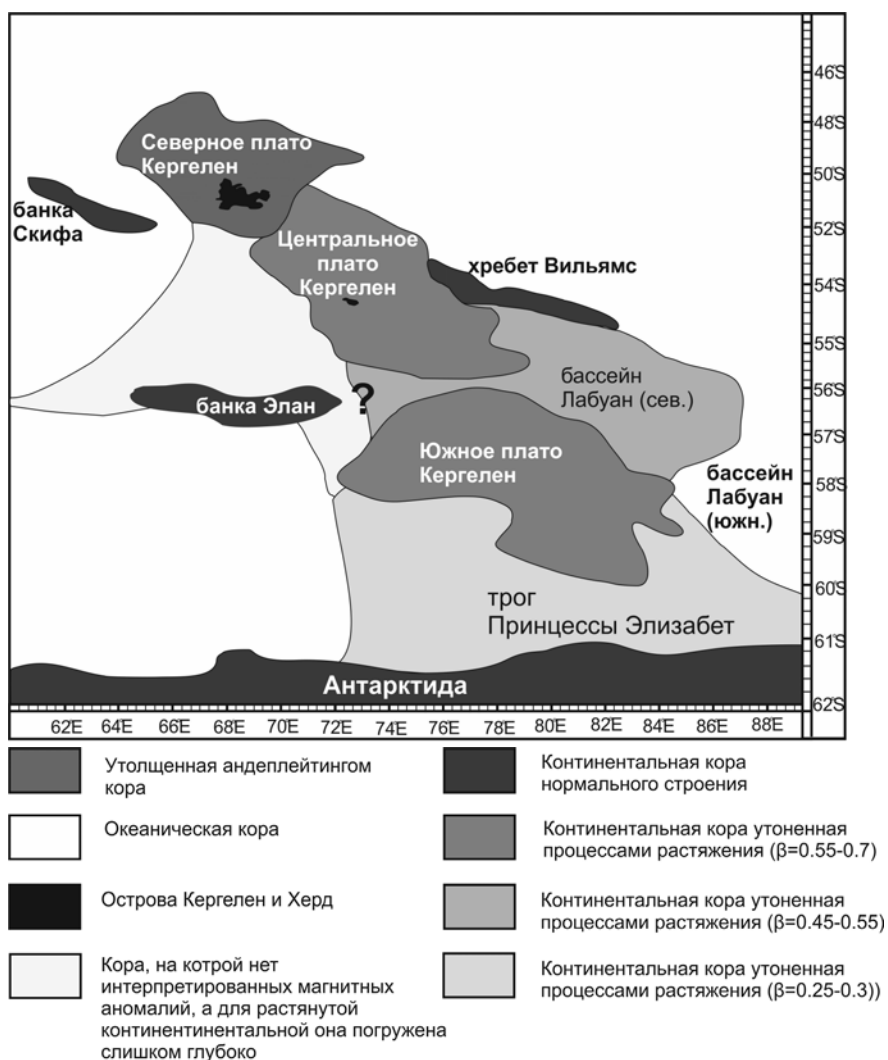


Рисунок 1. Схема расположения блоков различного генезиса плато Кергелен

дения МГУ по методике, описанной в [7]. В экспериментах исследовались условия образования микроконтинентов в зависимости от следующих параметров: толщина коры, размеры плиты, геометрия заложения трещин, наличие структурно-вещественных неоднородностей (анизотропная литосфера).

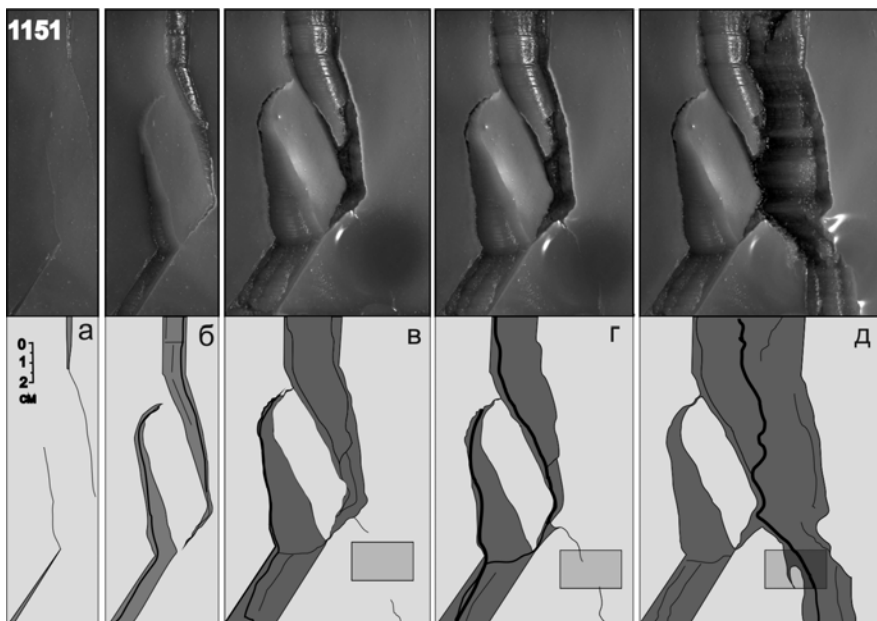


Рисунок 2. Основные стадии образования обособленного блока и перескока оси спрединга в условиях воздействия горячей точки. Эксперимент №1151: фото и схема (вид сверху).

Светло-серым показана первоначальная модельная плита, черными линиями изображены разрезы и выходящие из них трещины, также черными линиями показаны основные структуры коры, образованной в результате процесса растяжения. Серым прямоугольником выделена область воздействия горячей точки. Параметры эксперимента:  $V = 1,67 \cdot 10^{-5}$  м/с,  $H_t = 3 \times 10^{-3}$  м, плита  $17 \times 18$  см,  $L1 = 3,5 \times 10^{-2}$  м,  $L2 = 5 \times 10^{-2}$  м,  $\beta = 60^\circ$ ,  $x = 1,5 \times 10^{-2}$  м.

В данном эксперименте №1151 большой микроблок, обособившийся на первых стадиях разрушения модельной литосферы (рис.2а, б, в) моделирует континентальный блок южного плато Кергелен, отделенный от Индийской окраины перескоком оси спрединга 129 млн. лет назад. Перекрывавшееся над ослабленной зоной горячей точки (рис.2г), моделирует обособление континентального блока банки Элан, одновременно с проявлением интенсивного магматизма в южной части плато Кергелен [2].

Таким образом, плато Кергелен имеет гетерогенное строение коры, в состав которой входят блоки с континентальной корой, утоненной континентальной корой и утолщенной за счет андерплейтинга океанической корой. Такое строение плато Кергелен свидетельствует о его сложной эволюции, в которой значительную роль играли особенности континентального рифтинга, а также воздействие мантийного плюма Кергелен.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00582-а и № 13-05-00143 - а).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A. et al. Kerguelen Hotspot magma output since 130 Ma // *Journ. Petrology*. 2002. V. 43. № 7. P. 1121–1139.
2. Gaina C., Muller R.D., Brown B. et al. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. Antarctica. // *Geophys. Journ. Int.* 2007. V. 170. P. 151–169.
3. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен) // *Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Первые результаты*. Том «Строение и история развития литосферы» / Ред. Ю.Г. Леонов. Москва. 2010.
4. Operto S., Charvis P. Kerguelen Plateau: A volcanic passive margin fragment? // *Geology*. 1995. V. 23. P. 137–140.
5. Rotstein Y., Munsch M., Schlich R., Hill P.J. Structure and early history of the Laccadive Basin, south Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. P. 3887–3904.
6. Rotstein Y., Munsch M., Bernard A. The Kerguelen Province revisited: Additional constraints on the early development of the Southeast Indian Ocean // *Marine Geophysical Researches*. 2001. V. 22. P. 81–100.
7. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // *Геотектоника*. 2006. № 1. С. 76–94.

Kerguelen plateau reported as plateau with heterogeneous structure: it consists of blocks with oceanic and continental crust with varieties in thickness and own features. We suppose formation of continental block of Kerguelen plateau – Elan Bank was due to jumping of spreading ridge into Indian continent. This model correlate with results of physical modeling produced in laboratory of physical modeling of Earth Science Museum at MSU.

**Малахов М.И.<sup>1</sup>, Горбаренко С.А.<sup>2</sup>, Малахова Г.Ю.<sup>1</sup>, Деркачев А.Н.<sup>2</sup>, Босин А.А.<sup>2</sup>, Пономарева В.В.<sup>3</sup>,  
Нюрнберг Д.<sup>4</sup>, Риетдорф Я.-Р.<sup>4,6</sup>, Тидеманн Р.<sup>5</sup>, Макс Л.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, e-mail: [malakhov@neisri.ru](mailto:malakhov@neisri.ru); <sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, Владивосток; <sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; <sup>4</sup>ТЕОМАР Центр им. Гельмгольца по исследованию океана, Киль, Германия; <sup>5</sup>Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия; <sup>6</sup>Институт исследования атмосферы и океана, Токийский университет, Чита, Япония)

**Возраст слоев и линз тефры в осадках колонки SO201-2-40KL по палеомагнитным, петромагнитным и литофизическим данным (подводная гора Мейджи, северо-западная часть Тихого океана)**

**Malakhov M.I.<sup>1</sup>, Gorbarenko S.A.<sup>2</sup>, Malakhova G.Yu.<sup>1</sup>, Derkachev A.N.<sup>2</sup>, Bosin A.A.<sup>2</sup>, Ponomareva V.V.<sup>3</sup>,  
Nürnberg D.<sup>4</sup>, Riethdorf J.-R.<sup>4,6</sup>, Tiedemann R.<sup>5</sup>, Max L.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>Shilo North Eastern Interdisciplinary Science Research Institute FEB RAS, Magadan; <sup>2</sup>Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; <sup>3</sup>Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky; <sup>4</sup>Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; <sup>5</sup>Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany; <sup>6</sup>Department of Ocean Floor Geoscience, Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo, Chiba, Japan)

**The age of the layers and lenses tephra in sediments of core SO201-2-40KL on paleomagnetic, rock-magnetic and litho-physic data (Meiji Seamount, far northwestern Pacific)**

Высокоразрешающие записи палеомагнитных, петромагнитных и литофизических характеристик морских донных осадков позволяют получить высокоточную информацию об изменении окружающей среды, климата и продуктивности бассейна седиментации [1–3]. В дальневосточных морях и прилегающей субарктической области Тихого океана используется тефрохронологический метод, изучающий идентификационные характеристики пепловых прослоев [4–7].

В работе представлены данные по колонке 40KL, поднятой в рейсе SO201-2 НИС «Sonne». Местоположение колонки – подводная гора Мейджи в северо-западной части Тихого океана (координаты 53°18.6300' N, 164°46.6650' E, глубина 2984 м).

Литофизические параметры представлены кривыми цветовой яркости осадков ( $L^*$  и  $b^*$  и влагосодержания (Humidity). Использовался показатель биологической палеопродуктивности хлорин (Chlorine), являющийся продуктом деградации хлорофилла. Изучены состав и концентрация магнитной

фракции донных осадков (температуры Кюри, магнитная восприимчивость MS, безгистерезисная намагниченность ARM, изотермическая остаточная намагниченность насыщения Jr, парамагнитная намагниченность Jr глинистой компоненты осадка, намагниченность насыщения Js за вычетом парамагнитной компоненты, полная индуцированная намагниченность Ji. Размер частиц изучался по кривым магнитного гистерезиса. Для колонки получена кривая относительной палеонапряженности геомагнитного поля. Характеристическая намагниченность нормировалась по ARM [8, 9].

Предварительная возрастная модель колонки получена по 11 реперным точкам путем корреляции кривой палеонапряженности колонки 40KL с фрагментом мировой кривой PISO-1500 и кривой колонки MD95-2039 (рис. 1) [10, 11]. Более детальная схема корреляции литофизических параметров колонки 40KL с изотопно-кислородными кривыми NGRIP, VPDB и LR-04 позволила определить возраст слоев и линз тефры (рис. 2) [12–14]. Например, схожесть возраста и геохимических составов стекол в тефрах WP14 и SR6 (хребт Ширшова) позволяет сделать заключение об их едином вулканическом центре [4, 6, 7].

В настоящее время систематизируются идентификационные свойства пеплов по магнитным характеристикам. К одному из них относится форма кривых термомангнитного анализа по индуцированной намагниченностям в сильных и слабых магнитных полях в широком диапазоне температур (температурный гистерезис намагниченности).

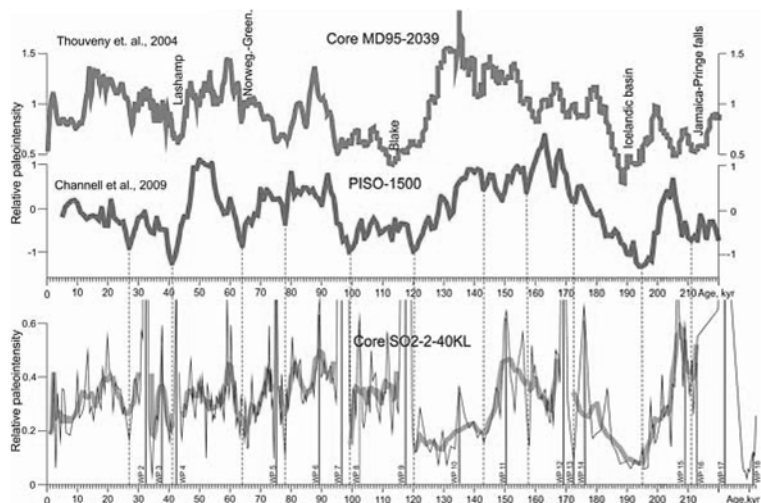


Рис.1. Схема корреляции локальных минимумов кривой относительной палеонапряженности геомагнитного поля колонки SO201-2-40KL с фрагментом кривой PISO-1500

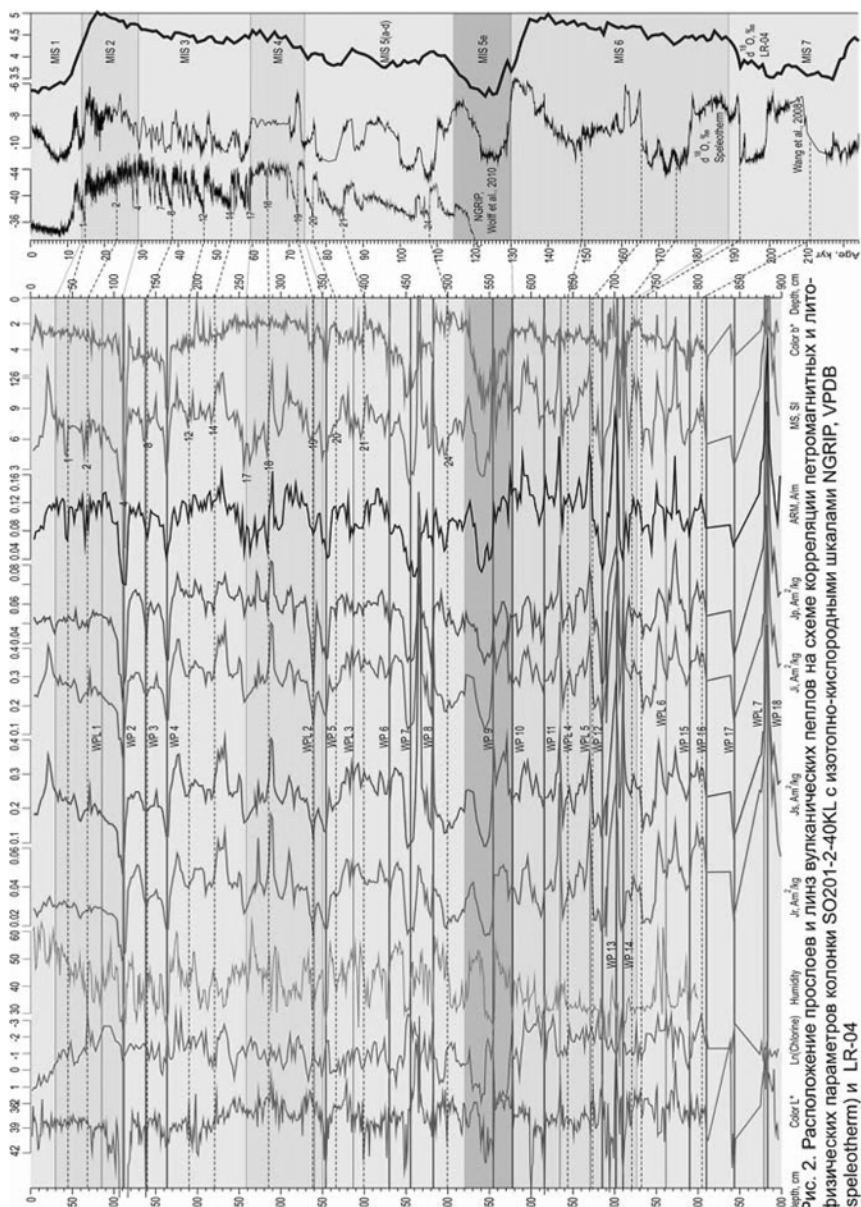


Рис. 2. Расположение прослов и линз вулканических пеплов на схеме корреляции петромагнитных и лито-физических параметров колонки SO201-2-40KL с изотопно-кислородными шкалами NGRIP, VPDW (speleotherm) и LR-04

Изучается совокупность структурно-чувствительных магнитных характеристик, так называемые параметры доменной структуры, которые определяются по кривым магнитного гистерезиса.

*Работа выполнена по Российско-Германскому проекту KALMAR (BMBF grant 03G0201A), по грантам РФФИ (10-05-00160a, 11-05-00365a, 11-05-00506a), Президиума ДВО РАН (09-II-CO-07-003).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Захарков С.П., Малахов М.И., Горбаренко С.А. и др. Изменения палеопродуктивности и климата за последние 200 000 лет в северо-западной части Тихого океана // Геология морей и океанов: Материалы докладов XIX международной научной конференции по морской геологии (Москва, 14–18 ноября 2011 г.). М.: ГЕОС, 2011. Т. 1. С. 184–188.
2. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю. и др. Петромагнитные параметры донных осадков как индикаторы изменения климата и среды центральной части Охотского моря за последние 350 тыс. лет // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 11. С. 1254–1265.
3. Riethdorf J.-R., Nürnberg D., Max L. et al. Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180 kyr // Climate of the Past. 2013. V. 9. № 3. P. 1345–1373.
4. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Деркачев А.Н. и др. Петромагнитно-геохимическая идентификация и летопись прослоев тефры в позднечетвертичных осадках хребта Ширшова (Берингово море) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород», Санкт-Петербург, Петергоф, 8–12 октября 2012 г. Санкт-Петербург: С-ПбГУ, ГО Борок ИФЗ РАН, 2012. С. 149–154.
5. Derkachev A., Nikolaeva N., Portnyagin M. et al. Tephrostratigraphic investigations of the Late Pleistocene-Holocene deposits in the northwestern Pacific Ocean and adjacent seas (Okhotsk and Bering) // EOS Trans. AGU, Fall Meet. Suppl., V43B-2830.
6. Derkachev A., Portnyagin M., Ponomareva V. et al. Marker tephra layers in the Holocene-Pleistocene deposits of the Bering sea and the North-Western Pacific Ocean // Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems: Program and Abstracts. (Workshop in Russian-German Cooperation, may 16–20, 2011 Trier, Germany). Kiel: IFM GEOMAR, 2011. P. 38–40.
7. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Tephra links from the NW Pacific, Asian mainland and Kamchatka regions // KALMAR – Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems (Workshop in Russian-German Cooperation, may 16–20, 2011 Trier, Germany). Kiel: IFM GEOMAR, 2011. P. 97–99.
8. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Нюрнберг Д. и др. Вариации относительной палеонапряженности геомагнитного поля в донных отложениях Берингова моря и северо-западной части Тихого океана за последние 380 тысяч лет // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Апатиты, 12–17 сентября, 2011 г.). Апатиты: СПб: ГИ КНЦ РАН, 2011. Т. 2. С. 61–63.

9. Malakhov M., Gorbarenko S., Nurnberg D. et al. Geomagnetic relative paleointensity of sediment cores of the Western Bering sea and NW Pacific // Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems: Program and Abstracts. (Workshop in Russian-German Cooperation, may 16–20, 2011 Trier, Germany). Kiel: IFM GEOMAR, 2011. P. 83.
10. Channell J.E.T., Xuan C., Hodell D.A. Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO-1500) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 283. P. 14–23.
11. Thouveny N., Carcaillet J., Moreno E. et al. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219. P. 377–396.
12. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA 1003.
13. Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L. et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years // *Nature*. 2008. V. 451. P. 1090–1093.
14. Wolff E.W., Chappellaz J., Blunier T. et al. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // *Quaternary Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 2828–2838.

The paper presents the high-resolution record of paleomagnetic, rock-magnetic characteristics of marine sediments column 40KL raised in flight cruise SO201-2 R/V «Sonne». They allowed to determine the age of the ash 18 seams and 7 lenses. Even-aged ash layers previously observed on a Shirshov Ridge and Detroit Seamount.

**Маринова Ю.Г.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: mari-nova.ocean@gmail.com)

**Сравнительный сейсмостратиграфический анализ северного, центрального и южного сегментов Восточно-Индийского хребта**

**Marinova Yu.G.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Comparative seismostratigraphic analysis northern, central and southern segments of Ninetyeast Ridge**

Восточно-Индийский хребет – самое протяженное поднятие на дне Мирового океана относится к «глыбовым» или «асейсмичным» хребтам. Протягиваясь более чем на 5000 км вдоль 90° в.д., хребет занимает ключевое положение в структуре северо-восточной части Индийского океана. Основные работы, посвященные осадочным комплексам хребта, базируются на геолого-геофизических данных, включая сейсмическое профилирование, полученных в 80-х гг. XX века. Сейсмостратиграфический анализ новых сейсмических материалов высокого разрешения, полученных на равномерно расположенных вдоль хребта семи полигонах, и обобщение имеющихся результатов других геофизических исследований и глубоководного бурения позволяет детализировать строение осадочного чехла и условия его формирования.

Сейсмокомплекс (далее СК) на сейсмическом разрезе характеризуется единством волновой картины и является аналогом осадочного комплекса на геологическом разрезе. Расчленение осадочного чехла Восточно-Индийского хребта на СК было проведено по таким критериям, как конфигурация отражений, их амплитуда, степень непрерывности прослеживания, степень прозрачности и др. [1]. Необходимым условием при сейсмостратиграфическом анализе является наличие опорных скважин бурения, сопоставление с которыми позволяет определить возраст отражающих горизонтов. В данной работе была проведена корреляция 9 скважин глубоководного бурения, расположенных в пределах хребта, и сейсмических разрезов.

Осадочный чехол вдоль всего Восточно-Индийского чехла состоит из трех сейсмокомплексов. На базальтовом акустическом фундаменте залегает вулканогенно-осадочный субазальный или мелководный СК3 с хаотично слоистой сейсмической записью, выше следует переходный карбонатный СК2 со стратифицированной записью, завершает разрез комплекс пелагических карбонатных илов СК1 с акустически прозрачной или слабостратифицированной записью. С севера на юг уменьшается мощность СК1 и особенно СК2 и увеличивается мощность СК3 (приложение 1). Внутри осадочного чехла Восточно-Индийского хребта автор выделил восемь рефлекторов: 0,

0а, 1, 1а, 2, 3, 4 и 5. Граница 0 выделяется в северном и центральном сегментах хребта соответствует рубежу плиоцена-квартера. Она маркирует появление в разрезе вулканокластического материала Индонезийской островной дуги. Ареал его распространения в среднем-позднем плейстоцене по анализам геологических трубок достигает 10° ю.ш. на хребте [2], а в работе [3] почти до 20° ю.ш., однако новые сейсмические материалы высокого разрешения и детальный анализ керна скв. 214 позволили автору продлить ареал на весь центральный сегмент для раннего плейстоцена. Позднемиоценовая граница 0а выделяется в северном и центральном сегментах и коррелируется с проявлением внутриплитных деформаций в окружающих хребт котловинах. Глубже выделяется отражающая граница 1 средне-позднемиоценового возраста, которая прослеживается на всем протяжении хребта как неровный мелкобугристый высокоамплитудный рефлекс, маркирующий изменение гидродинамического режима. В описаниях разрезов скважин глубоководного бурения этот интервал характеризуют как «очень уплотненный», где затруднена диагностика фаунистических остатков [4]. Увеличение объема ледникового щита Антарктиды на рубеже раннего-среднего миоцена вызвало увеличение объема холодных придонных вод и скорости генерируемых ими течений [5]. Вероятно, отдельные ринги, отходящие от Циркумполярного антарктического течения, достигали северных частей Индийского океана и размывали осадки на Восточно-Индийском хребте. Граница 1а, выделяемая в северной части хребта, связана с перерывом в осадконакоплении раннем олигоцене, длительность которого возрастает к северу [6]. Полная коллизия Индийской и Евразийской плит вызвала продолжительное крупное падение уровня океана в это время. Резкое похолодание поверхностных и придонных вод на 4–5°C, уменьшение средних скоростей седиментации – всё это стало причинами перерыва, отмеченного во многих скважинах Индийского океана [5; 7]. Граница 2, разделяющая СК1 и СК2, в стратиграфическом отношении является скользящей в диапазоне от начала среднего эоцена на севере до рубежа эоцена-олигоцена на юге. Она маркирует переход от кокколитового или микритового мела к фораминиферо-кокколитовым илам. В северной части хребта она связана с перерывом, величина которого достигает 17 млн. лет в районе скв.758. Его природа, вероятно, связана с предсреднеэоценовым глобальным понижением океана [8]. Причиной понижения уровня океана было первое «мягкое» касание Индийской плиты с Евразийской в конце палеоцена-раннем эоцене [9]. Это привело к выведению в субазральные условия в виде отдельных островов некоторых районов северного сегмента Восточно-Индийского хребта. Граница 3 проходит внутри СК2. Она связана с разностью плотности выше- и нижележащих отложений и омолаживается от начала палеоцена на севере до конца среднего эоцена на юге. В южной части из-за сокращения СК2 она выделяется только в самых мощных участках разрезов. В северном сегменте (до 7° ю.ш.) Восточно-Индийского хребта граница 3 связа-

на с перерывом в начале раннего палеоцена. Длительность перерыва в начале дания на севере Восточно-Индийского хребта оценивается в 2–3 млн. лет [10]. Причиной перерыва стало сильное понижение уровня океана. Это привело к выведению в субаэральные условия отдельных районов северного сегмента Восточно-Индийского хребта. Граница 4 отделяет карбонаты СК2 от вулканогенных отложений СК3. Она прослеживается на всем протяжении хребта и меняется в возрастном диапазоне от маастрихта на севере до среднего-позднего эоцена на юге. Внутри СК3 только в районе скв. 758 выделяется отражающая граница 5, соответствующая кампану. Этот рефlector маркирует переход от туфово-пепловой толщи к более карбонатной с прослоями вулканических глин. Базальтовый акустический фундамент, отмеченный границей Ф, меняется от кампана на севере до позднего эоцена на юге.

Таким образом, осадочный чехол Восточно-Индийского хребта состоит из трех сейсмических комплексов. Нижний СК3 соответствует мелководному или субаэральному вулканогенно-осадочному комплексу, средний СК2 – переходному карбонатному и верхний СК1 – более глубоководному комплексу пелагических илов. Осадочный чехол южного сегмента отличается от северного и центрального мощностями сейсмокомплексов, количеством опорных отражающих горизонтов и полным отсутствием перерывов в осадконакоплении.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.
2. Ninkovich D., Donn W.L. Cenozoic explosive volcanism related to East and Southeast Asian arcs // Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins / M. Talwani & W. Pitman (eds.). Amer. Geoph. Union, Maurice Ewing. Ser. 1. 1977. P. 337–347.
3. Свальный В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.
4. Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al. Proc. ODP, Sci. Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. V. 121. P. 591–610.
5. Левитан М.А. Палеоокеанология Индийского океана в мелу–неогене. М.: Наука, 1992. 247 с.
6. Von der Borch C.C. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 22: Washington, D.C., US Government Printing Office. 1974. 890 p.
7. Moore D.G., Curray J.R. et al. Stratigraphic seismic section correlations and implications to Bengal Fan history. // Initial Reports of the deep sea drilling project. Wash., 1974. V. 22. P. 403–412.
8. Пейтон Ч. Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т. 2. 775 с.
9. Хаин А.Е. Лимонов А.Ф. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
10. Pimm A.C., Sclater J.G. Early Tertiary hiatuses in the north-eastern Indian Ocean // Nature. 1974. V. 252. № 29. P. 362–365.

Ninetyeast Ridge is one of the longest linear features of the ocean floor. It stretches more than 5000 km along 90 E. The sedimentary cover of Ninetyeast Ridge consists of three seismic complexes, which are getting younger to southward. They differ from each other capacities, the number of internal reflectors, and the presence of non-depositional hiatuses.

**Миронюк С.Г.**

**Геоморфология морского дна на участках газовыделений  
из субмаринных осадочных толщ**

(ООО «Питер Газ», г. Москва, [mironyuk.sg@petergaz.com](mailto:mironyuk.sg@petergaz.com))

**Mironyuk S.G.**

(Peter Gaz LLC, Moscow)

**Geomorphology of the seabed in areas of gas escape from sub-marine sedimentation mass**

Геоморфологические условия весьма существенно влияют на выбор мест размещения объектов подводной добычи газа, трасс трубопроводов и на условия их эксплуатации. В этой связи изучение рельефа является обязательным видом работ при морских инженерных изысканиях.

Цель геоморфологических исследований – оценка геоморфологических условий и обстановок с точки зрения обеспечения безопасной эксплуатации проектируемых подводных сооружений. При геоморфологической оценке местности определяют морфологию и морфометрию рельефа (прежде всего уклоны донной поверхности), степень его расчлененности, генезис тех или иных донных форм рельефа и т. д.

Как свидетельствует опыт ООО «Питер Газ», высокую эффективность в обнаружении локальных форм нано- и микрорельефа на морском дне показала интегрированная система BenthosC3D+SPB, в состав которой входит профилограф Chirp-III и гидролокатор бокового обзора, с функцией батиметрии C3D. Установленный в буксируемом теле гидролокатор C3D сочетает не только получение высокоразрешающего гидролокационного изображения, но и батиметрических данных в широкой полосе обзора. Применение гидролокатора C3D позволяет выявить особенности рельефа дна с разрешением 0.1–0.2 м [1].

Результатом гидрографических и геофизических работ является цифровая модель рельефа морского дна или бумажная батиметрическая карта с выделением на них опасных или неблагоприятных для строительства морских сооружений участков морского дна. К таковым, в частности, относятся участки газовыделений из донных отложений.

Донные формы рельефа, обусловленные разгрузкой флюидных потоков, идентифицированы в ходе инженерных изысканий в Балтийском, Баренцевом, Охотском и Черном морях.

В Балтийском море в коридоре трассы газопровода «NordStream» на северо-западном склоне Готландской впадины обнаружены многочисленные, частично погребенные под современными осадками округлые покмарки (газовые кратеры) диаметром 10–30 м и глубиной 0.5–2 м со склонами крутизной менее 5° (рис. 1а). Покмарки приурочены к выходам плейстоценовых глин. Плотность покмарок (их число на 1 км<sup>2</sup>) составляет около 60 шт./км<sup>2</sup>.

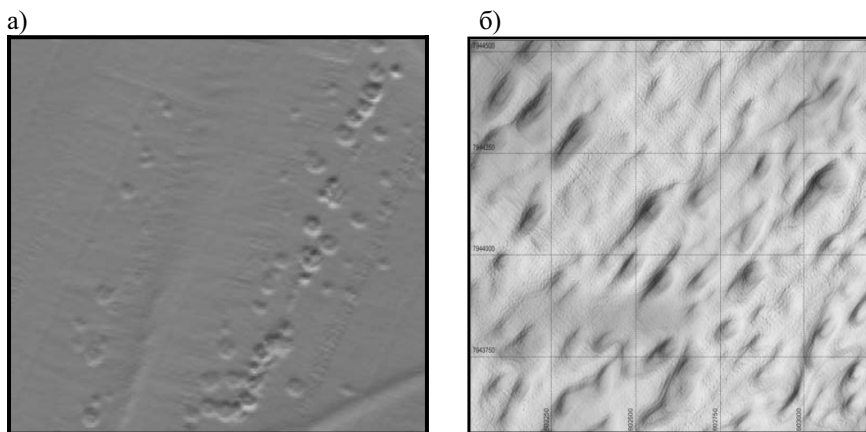


Рисунок 1. Типы покмарок: а) округлые на дне Готландской впадины Балтийского моря, б) продолговатые покмарки на склоне Северо-Канинской банки (Баренцево море)

Покмарки в придонной части осадочного разреза - характерная форма рельефа Баренцева и Печорского морей [2]. На дне Баренцева моря встречаются два морфологических типа покмарок: округлые (конусовидные) и продолговатые (рис. 1б).

Покмарки встречаются на всей изученной площади Баренцева моря, за исключением Кольского склона. Плотность покмарок варьирует в широком диапазоне: от 1–2 шт./км<sup>2</sup> в пределах Штокмановской впадины до 300–350 шт./км<sup>2</sup> в границах Мурманской банки, в среднем 15–40 шт./км<sup>2</sup>. Доля площади морского дна занятая воронками составляет на отдельных участках 60–75 %.

Обнаружены одиночные формы, группы тесно слившихся покмарок и покмарки, образующие цепочки. Обращают на себя внимание цепочки покмарок, приуроченных к реликтовым айсберговым бороздам выпаживания (плугмаркам).

Установлено, что покмарки формируются преимущественно в слабых грунтах (илах, глинах текучей консистенции, рыхлых песках). Обращает на себя внимание, что продолговатые покмарки встречаются преимущественно в пределах склона Северо-Канинской банки. Типичные размеры продолговатых покмарок: длина 60–280 м, ширина 30–120 м, глубина 6–10 м. Длинные их оси ориентированы преимущественно в направлении СВ-ЮЗ.

Округлые, воронкообразные покмарки имеют следующие размеры: диаметр 5–120 м, глубина 0.5–8 м. Как показали сейсмоакустическое профилирование и пробоотбор, в настоящее время большинство воронок в той или

иной степени заполнены голоценовыми осадками мощностью 4–6 м и более (обнаружены полностью погребенные воронки).

На шельфе Охотского моря на площади обустройства Киринского ГКМ обнаружены лишь единичные покмарки. Одна из выявленных покмарок в глубоководной части акватории имеет глубину около 1.5 м и диаметр 45 м. На площади геофизическими методами установлена также положительная форма рельефа, приуроченная к зоне выхода на донную поверхность газовой «трубы». В современном рельефе дна с этой зоной пространственно совпадает локальное куполообразное возвышение размером 600х400 м и высотой до 1.5–2.0 м (рис. 2а). В пределах возвышения бурением вскрыта в песчаной толще линза текучих супесей мощностью около 4.0 м с аномальными инженерно-геологическими характеристиками.

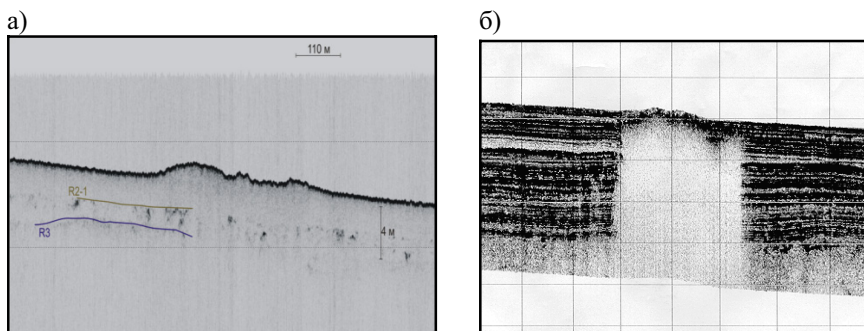


Рисунок 2. Локальные возвышения в местах выхода газа на морское дно: а) Охотское море, R2-1, R3 – отражающие горизонты, б) Черное море.

Донные формы рельефа, приуроченные к очагам разгрузки газа (куполообразные возвышения (домы), покмарки, депрессии), выявлены в Черном море при изысканиях для строительства подводных газопроводов «Голубой поток» и «Южный поток». Покмарки прослеживаются в пределах абиссальной равнины, верхней части континентального склона и на шельфе в турецком секторе Черного моря, которые пересекает газопровод «Голубой поток». Особенно большое их количество (15 шт./км<sup>2</sup>) локализовано на т. н. «плато» турецкого шельфа (глубина моря 250–300 м). Встречаются округлые и продолговатые покмарки, активные и неактивные, а также погребенные. Глубина покмарок изменяется от 2 до 10 м. Диаметр округлых покмарок составляет 25–50 м, длина продолговатых понижений 100–250 м. Здесь же прослеживаются подковообразная и вытянутые (длиной порядка нескольких километров) депрессии. Максимальная их глубина составляет 7–9 м. Вытянутые покмарки, депрессии образуются в результате слияния отдельных покмарок.

На турецком континентальном склоне на глубине 1885 м выявлено куполообразное возвышение (аналогичное обнаруженному на шельфе Охотского моря), расположенное четко в месте выхода газа. Его диаметр 100 м, высота около 3 м (рис. 26). Данный геоморфологический объект идентифицирован специалистами ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» как грязевой вулкан [3].

Разнообразные типы газовых кратеров (округлые, изометричные, продолговатые) зафиксированы в ходе изысканий в коридоре трассы газопровода «Южный поток». Размеры округлых и изометричных кратеров в основном составляют первые десятки метров, а продолговатых – до 200 м и более.

Уникальный геоморфологический объект был обнаружен на глубине 2145 м на абиссальной равнине, сложенной с поверхности текучими илами в болгарском секторе Черного моря (рис. 3). Это практически прямая цепочка одинаковых по размерам (диаметр около 10–15 м) и глубине (0.2–0.3 м) округлых понижений, напоминающих покмарки. Длина цепочки, ориентированной в субмеридиональном направлении в пределах полосы сонарной съемки 1300 м. В южной части коридора трассы газопровода депрессии соприкасаются друг с другом, далее на север расстояние между ними увеличивается до 30–40 м.

На ряде участков трассы с признаками газовыделений на временных сейсмоакустических разрезах наблюдаются локальные поднятия поверхности морского дна и изгибание вверх отражающих границ. Эти изолированные куполообразные формы рельефа представляют собой домы (gasdomes) [4]. Их диаметр 50–150 м, высота 3–4 м.

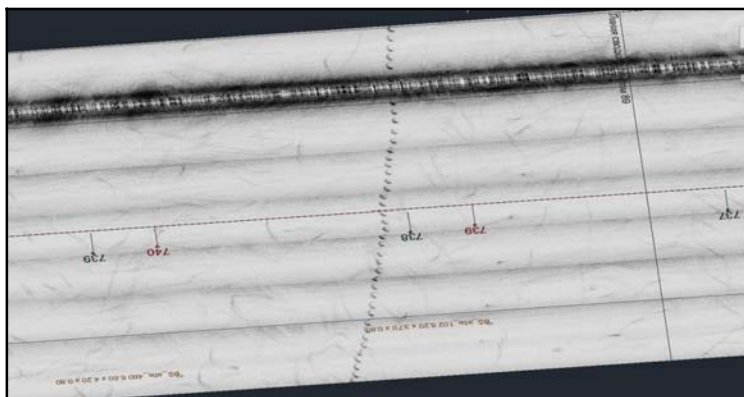


Рисунок 3. Цепочка покмарок (?) на абиссальной равнине Черного моря

Местами газовыделения на склонах сопровождаются проявлением гравитационных процессов (крипа).

Выявленные особенности рельефа в зонах выхода газа на дно различных морских бассейнов были учтены при выборе (корректировке) мест размещения подводных сооружений.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mironyuk S., Kleschin S. Modern marine geophysics tech identifies geological hazards // *Oil&GasEurasia*. 2010. № 4. P. 16–22.
2. Левитан М.А., Бяков А.Ф., Дмитриевский А.Н. Первая находка газового кратера на шельфе Российской Арктики // *Доклады АН*. 1999. Т. 368. № 3. С. 364–367.
3. Круглякова Р. П., Кругляков В. В., Шевцова Н. Т. Естественные выходы нефти и газа на дне Турецкого континентального склона Черного моря // *Геология морей и океанов: Материалы XIX Междун. науч. конференции (Школы) по морской геологии*. Т. II. М.: ГЕОС, 2007. С. 57–60.
4. Hovland M., Judd A.G. Seabed pockmarks and seepages-impact on geology, biology and the marine environment. London:Graham and Trotman, 1988. 293 p.

Identified in the Baltic, Barents, Okhotsk and the Black Sea bottom-living form of relief caused by discharge of fluid flows. Features of the relief in the areas of gas escape at the bottom of the different sea basins were taken into consideration when choosing (adjustment) placement of underwater structures.

## **Митяев М.В.**

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

## **Древние береговые линии островов архипелага ЗФИ Mityaev M.V.**

(Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk)

## **Sun coastal lines of islands of archipelago ZFI**

Начиная с раннего послеледникового времени (около 13 тыс. л.н.), восходящие тектонические движения затронули все побережья Баренцева моря, в том числе и архипелаг ЗФИ [1–3].

Вероятно, впервые два комплекса древнебереговых линий на ЗФИ описал Т.Н. Спижарский [4]. Им было выделено два комплекса террас: верхний располагающийся на гипсометрических отметках выше 35 м (до 250 м) над уровнем моря и нижний от 0 до 30 м над уровнем моря. В связи с тем, что на островах архипелага ЗФИ структурные поверхности (как выполненные покровами эффузивных пород, так и осадочными породами) имеют субгоризонтальное залегание, морское происхождение верхних выровненных уровней признается не всеми исследователями. Если исходить из общих представлений о том, что вплоть до конца бореальной стадии голоцена, на гляциальных побережьях Баренцева моря формируются только абразионные уровни [1, 5–7], то отсутствие на верхних уровнях островов ЗФИ рыхлых отложений вполне укладывается в эти представления. С другой стороны определение возраста древесины, костей моржей и тюленей из отложений террас островов ЗФИ, расположенных на гипсометрических отметках 45–47 м и 30–33 м над уровнем моря, дали возраст формирования поверхностей от молодого дриаса до пребореала [3]. Это ставит под сомнение возможность формирования в раннее послеледниковое время террас на абсолютных отметках более 100 м над уровнем моря (скорость тектонического поднятия, с учетом эвстатического повышения уровня моря должна быть более 40 мм/год (40–110 мм/год).

В настоящее время большинством исследователей признается факт дифференцированных тектонических движений в поздне- и послеледниковое время на побережьях Баренцева моря. Этому способствовали многочисленные геолого-геоморфологические исследования этих районов. Не исключение и острова архипелага ЗФИ. Особенно отчетливо блоковая тектоника наблюдается между островами. Так высотные отметки террас бореального моря (трансгрессия фолас) на о. Белл расположены на высоте 45–47 м, на о. Гукера 33 м, на о. Холл 30 м над уровнем моря. На о. Нансена терраса трансгрессии литорина расположена на высоте 27 м, а (аналогичная по возрасту) терраса на о. Гукера на высоте 36 м над уровнем моря.

Рассмотрим лестницу древнебереговых линий и возрастные датировки древесины, остатков костей морских млекопитающих и раковин моллюсков

из отложений террас на островах архипелага ЗФИ. Материал был собран в середине 90<sup>х</sup> годов в экспедиции ММБИ Г.Г. Матишовым, В.И. Мысливцом и С. Форманом и обработан в США С. Форманом [3]. Самые древние органические остатки, датируемые концом позднего дриаса, выявлены на террасовых уровнях о. Нансена ( $10360 \pm 115$  лет) и о. Гукера ( $10730 \pm 115$  лет). На о. Нансен террасы бассейна литорина расположены на высоте 25–27 м, а на о. Гукер 33–36 м, если их сопоставить с линиями  $d_5$ – $d_1$  Таннера [8], то они оказываются на 30–50 м ниже аналогичных уровней Феноскандии. Это свидетельствует о запаздывании поднятия архипелага ЗФИ, вызванное незавершенностью дегляциации.

Более молодые уровни, но расположенные гипсометрически выше выявлены на о. Белл. Здесь террасы, выявленные на высоте 45–47 м над уровнем моря, содержат древесину и костные остатки морских млекопитающих пребореального возраста ( $9580 \pm 210$  и  $9705 \pm 105$  лет). Аналогичные по возрасту органические остатки выявлены на о. Гукер ( $9620 \pm 230$  и  $9855 \pm 125$  лет) в отложениях террасы 33–36 м уровня. Их можно сопоставить с линиями  $c_5$ – $c_1$  Таннера [8], которые в Феноскандии располагаются на высоте 50–55 м. Террасовые уровни бореального времени рассматриваются в Феноскандии как промежуточные, так как ни каких трансгрессивных стадий в это время не выявляется, высотное положение их устанавливается между 35 и 43 м над уровнем моря. На островах Гукер и Холл в отложениях 23 и 30 м уровней выявлены органические остатки бореального времени ( $8715 \pm 100$ ,  $8655 \pm 145$  и  $8210 \pm 140$  лет). Как видно уже в раннеголоценовое время высотные отметки террасовых уровней островов архипелага ЗФИ и Феноскандии выравниваются, хотя незначительное отставание поднятия архипелага еще наблюдается.

Основополагающими уровнями (для корреляции климатических и геологических событий побережий Баренцева моря) служат террасы атлантической стадии голоцена. Это древнебереговые линии  $c$ ,  $b$ ,  $a_9$ – $a_1$  Таннера [8], с радиоуглеродными датировками 7.4–4.5 тыс. л.н., они формировались в период трансгрессии Тапес и располагаются в Феноскандии на гипсометрических отметках 16–26 м над уровнем моря. На архипелаге ЗФИ наиболее полная лестница террас среднеголоценового времени выявлена на острове Скотт-Кетлица (рис. 1), здесь на высотных отметках 26 м ( $6590 \pm 85$  лет), 15–16 м ( $4640 \pm 75$  лет) и 12 м ( $4485 \pm 75$  лет) расположены уровни сложенные валунным и гравийно-галечным материалом в которых найдены раковины моллюсков, кости китов, моржей, тюлений и обломки древесины [3]. На о. Нансена на высоте 25–27 м расположена терраса, содержащая раковины моллюсков с возрастом  $6630 \pm 60$  лет. На о. Этеридж на высоте 21–23 м выявлена терраса, в отложениях которой содержится древесина с возрастом  $4890 \pm 80$  лет (рис. 1). На о. Белл на высоте 26 м расположен уровень, в отложениях которого выявлена древесина с возрастом  $6050 \pm 60$  лет. Как видно высотные отметки террасовых уровней атлантической стадии голоцена на

островах архипелага ЗФИ и Феноскандии сопоставимы. Но при детальном рассмотрении выявляется одна принципиальная разница. Формирование всех трех уровней бассейна Тапес (Тапес-I, Тапес-II и Тапес-III) на архипелаге ЗФИ протекало с некоторым временным запаздыванием. Верхний террасовый уровень на архипелаге ЗФИ формируется на 500–600 лет позже, чем аналогичные уровни в Феноскандии, средний уровень на 300–400 лет позже и нижний на 150–200 лет позже.

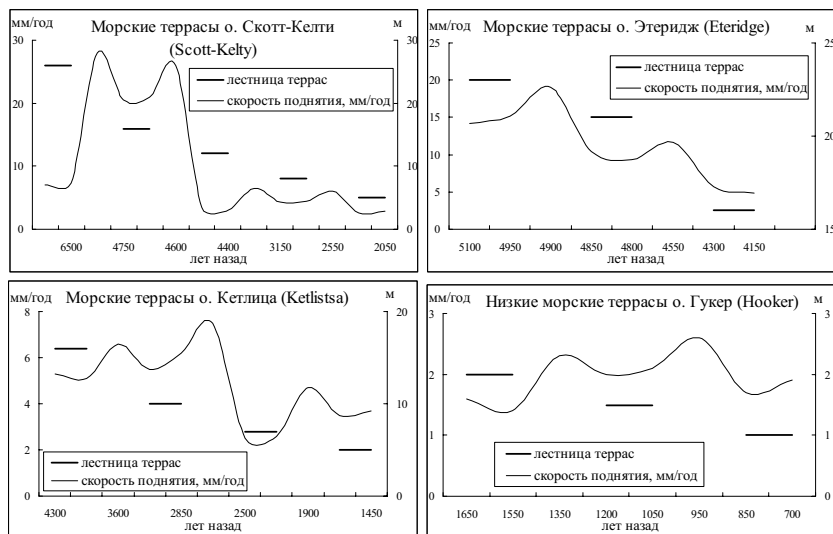


Рисунок 1. Древние береговые линии островов архипелага ЗФИ

Древнебереговые уровни позднеголоценового этапа выявлены на многих островах архипелага ЗФИ (рис. 1). Они располагаются на высоте 1–11 м и сопоставляются с линиями  $a_6$ – $a_1$  Таннера [8] с радиоуглеродными датировками 4.1–0.85 тыс. л.н. Два верхних уровня прослежены на островах: Скотт-Келти (8 м  $2970 \pm 145$  лет), Кетлица (10 м  $2980 \pm 125$  лет, 7 м  $2410 \pm 70$  лет) и Мейбелл (10 м  $2730 \pm 90$  лет). Вероятно, они формировались в период трансгрессии Тривия. Нижние уровни отмечаются на многих островах архипелага, так на о. Гукер (рис. 1) выявлено три уровня (2 м  $1590 \pm 40$  лет, 1.5 м  $1100 \pm 80$  лет и 1 м  $775 \pm 65$  лет). Вероятно, они формировались в период трансгрессии Острия. Не совсем ясно положение уровня располагающегося на высоте 4–6 м над уровнем моря. На одних островах органические остатки в отложениях слагающих уровень датируются субатлантическим временем (о. Скотт-Келти  $2215 \pm 65$  лет, о. Кетлиц  $1500 \pm 60$  лет, о. Гукер  $1620 \pm 75$  лет), на других суббореальным (о. Мейбелл  $3310 \pm 135$  лет, о. Нансен  $2470 \pm 70$  лет). Отсутствие геоморфологических характеристик уровня не позволяет

однозначно решить вопрос о возрасте поверхностей. В Феноскандии близкий по высоте уровень, в большинстве случаев, представлен абразионной поверхностью, выработанной в отложениях террас бассейна Тапес и Тривия, но достаточно часто уровень представлен аккумулятивной поверхностью. Возможно, что на о-вах Мейбелл и Нансен формирование 4–6 м уровня связано с абразией берега, а на о-вах Скотт-Келти, Кетлиц, **Ошибка! Ошибка связи.** и Холл с аккумуляцией. В целом позднеголоценовые уровни на архипелаге ЗФИ расположены на тех же самых высотных отметках, что и на побережье Феноскандии.

Таким образом, можно констатировать несколько достаточно спорных моментов послеледниковой истории развития архипелага ЗФИ. Во-первых, нет ни каких достоверных данных о развитии на берегах островов архипелага ЗФИ поверхностей бассейна портландия. Это может свидетельствовать о том, что дегляциация на архипелаге началась позже, чем распад последнего ледникового щита, и вплоть до конца позднего дриаса на архипелаге не было условий для формирования террасовых уровней (вероятней всего, это было связано с тем, что акватория архипелага круглогодично была покрыта сплошными льдами). Остается неясным, какое гипсометрическое положение занимали острова архипелага в позднеледниковое время и как соотносились скорость эвстатического повышения уровня моря и скорость неотектонического поднятия архипелага в это время? Во-вторых, поверхности, сформированные в раннеголоценовое время трансгрессиями литорина и фолас, расположены гипсометрически ниже аналогичных поверхностей Феноскандии, что может быть объяснено более слабым изостатическим импульсом архипелага (незавершенность дегляциации и меньшая мощность ледникового щита на архипелаге). В-третьих, в среднеголоценовое время гипсометрические отметки террас на островах архипелага ЗФИ и побережье Феноскандии выравниваются, хотя можно отметить небольшое временное отставание в наступлении трансгрессивных фаз на архипелаге. Можно констатировать, что на архипелаге в атлантическую стадию голоцена резко активизировались вертикальные движения (возможно, в климатический оптимум голоцена на ЗФИ активизировались дегляционные процессы, которые добавили импульс тектоническому поднятию), а временное запаздывание формирования террас вызвано асинхронностью наступления тектонической стабилизации на архипелаге и в Феноскандии. В-четвертых, в позднеголоценовое время тектонические движения о-вов архипелага ЗФИ и побережья Феноскандии однотипны и близки по скорости.

Опираясь на полученные данные и скорость эвстатического повышения уровня Мирового океана [9], можно оценить скорость поднятия островов архипелага ЗФИ в голоцене (рис. 2). В среднем острова поднимаются со скоростью  $8.1 \pm 1.3$  мм/год ( $n=36$ ). Выделяется 3 этапа резкой активизации поднятия островов архипелага: в начале позднего дриаса, в конце атлантической и начале субатлантической стадий. Первые два этапа активизации

движений хорошо увязываются с изменениями климата и дегляциацией ледников, так как они наступали сразу после теплых этапов послеледниковья (первый после температурного оптимума в аллереде, второй в конце голоценового климатического оптимума). Третья активизация поднятия архипелага не связана с климатом и, возможно, является собственно тектонической.

Скорость поднятия островов архипелага в периоды активизации тектонических движений в среднем составляли  $11.9 \pm 2.2$  мм/год ( $n=12$ ), замедляясь от первого этапа к третьему (в первый этап 20–25 мм/год, во второй 16–23 мм/год, в третий 8.5–14.5 мм/год). Скорость поднятия островов архипелага в периоды стабилизации тектонического режима в среднем составляет  $4.3 \pm 0.5$  мм/год ( $n=24$ ).

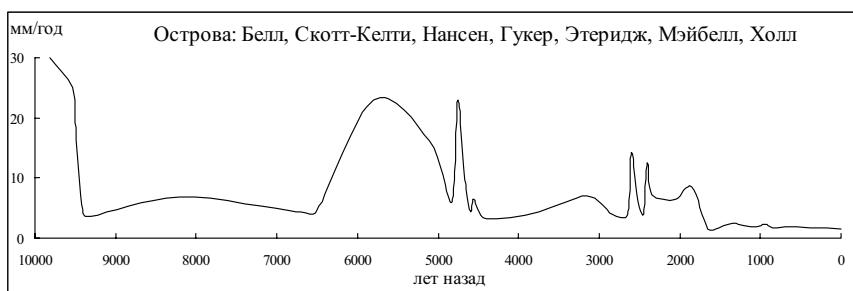


Рисунок 2. Сводный график скорости поднятия островов архипелага ЗФИ

Вычисленные нами скорости поднятия о-вов архипелага ЗФИ выше ранее проведенных оценок [2], но почти в два раза ниже, чем оценки скоростей поднятия побережий Феноскандии [7, 10–12]. Во второй половине субатлантической стадии голоцена скорость поднятия архипелага стабилизируется и до настоящего времени остается постоянной, изменяясь на разных островах от 1.5 до 3.5 мм/год.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гросвальд М.Г. Оледенение континентальных шельфов // Итоги науки и техники. Сер. Палеогеография. 1983. Т. 1. 165 с.
2. Ковалева Г.А., Голубков В.С., Гусев Б.В. Современные движения острова Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфах Северного Ледовитого океана. Л.: Наука, 1974. С. 87–92.
3. Матишов Г.Г., Мыслевец В.И., Форман С. Геологическое строение и условия седиментации // Среда обитания и экосистемы Земли Франца-Иосифа (архипелаг и шельф). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. С. 7–18.

4. Спижарский Т.Н. Некоторые данные по геоморфологии Земли Франца-Иосифа // Труды Арктического института, 1936. Т. 41. С. 21–45.
5. Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережья Кольского полуострова // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. С. 17–85.
6. Авенариус И.Г., Дунаев Н.Н. Некоторые аспекты развития рельефа в позднем Валдае в восточной части Баренцева моря и прилегающей суши // Геоморфология. 1999. № 3. С. 57–62.
7. Митяев М.В., Корсун С.А. Геолого-геоморфологическое и неотектоническое строение восточной части острова Кильдин // Геоморфология. № 1. 2010. С. 77–86.
8. Tanner V. Studier ofven kvartarsystemet i Fennoskandias nordliga delar // IV Bull. de la comission geologique de Finlande, 88, Helsingfors, 1930. P. 31–45.
9. Фейрбридж Р.В. Морские осадки // Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 22–65.
10. Авенариус И.Г. Береговые линии второй половины голоцена как модель развития береговой зоны в условиях поднимающегося уровня Мирового океана // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 266–274.
11. Митяев М.В. Морфотектоника и позднечетвертичная история формирования Мурманского побережья и прилегающего шельфа Баренцева моря. Диссертация на соискание ученой степени кандидата г-м. наук. М.: МГТА, 2001. 178 с.
12. Человечество и береговая зона Мирового океана / Ред. Н.А. Айбулатов. М.: ГЕОС, 2001. 492 с.

Generalization of an available geologo-geomorphological material on terraces to levels of islands archipelago ZFI is spent. Speeds of a postglacial raising of coasts of archipelago which on the average make  $8.1 \pm 1.3$  mm/year are calculated.

**Мысливец В.И., Поротов А.А.**

(Географический ф-т МГУ, Москва, alexey-porotov@yandex.ru)

## **Изменения уровня моря и развитие рельефа побережья Керченского пролива в позднем голоцене**

**Myslivets V.I., Porotov A.A.**

(Moscow State University)

## **The development features of the Kerch strait shore at Late Holocen (on geoarcheological and seismo-acoustical data)**

Изучение строения и формирования позднелейстоцен-голоценовых отложений, рельефа дна и берегов Керченского пролива представляет интерес для рассмотрения широкого круга вопросов, связанных с оценкой влияния последлениковой трансгрессии Черного моря на эволюцию рельефа дна и побережья пролива. В большинстве публикаций, рассматривающих геолого-геоморфологическое строение Керченского пролива, основное внимание уделено лито- и биостратиграфии позднелейстоценовых и голоценовых отложений, в то время как эволюция рельефа побережья уделено сравнительно мало внимания.

Позднелейстоцен-голоценовая история развития рельефа побережий Азовского и Черного морей, несмотря на общие определяющие её факторы (глобальные климатические ритмы, колебания уровня моря и т.п.) характеризуется региональным своеобразием, определяемым изменениями уровня, условиями формирования бюджета наносов береговой зоны и неотектоническими движениями побережий), обуславливавшим особенности развития рельефа побережий обоих морей. В связи с этим одним из направлений проводимых исследования является детализация палеогеографических рубежей в голоценовой истории Керченского пролива, их хронологическая привязка и корреляция с этапами развития Азовского и Черного морей в позднем плейстоцене и голоцене.

При анализе эволюции морских побережий важную роль играет учет влияния разномасштабных колебаний уровня моря, представляющих собой суперпозицию различных по амплитуде и продолжительности трансгрессивно-регрессивных фаз квазициклической природы, отражающих различные климатические ритмы позднего плейстоцена и голоцена. Сложная структура изменений уровня предопределяет необходимость использования различных методических подходов при изучении позднелейстоцен-голоценовой истории развития рельефа побережий, а также обуславливает в качестве одной из основных задач детализацию возрастных рамок отдельных этапов в развитии рельефа морских побережий с целью их корреляции с палеоклиматическими событиями.

В данном сообщении рассматриваются новые данные по литолого-фациальному строению и геохронологии прибрежных отложений суши, а

также особенностям сейсмоакустического строения верхней части разреза в различных структурно-геоморфологических участках побережья. Они использованы для реконструкции развития рельефа прибрежной зоны западной части Керченского пролива за последние 5.0 тыс. лет. Применение метода высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования в сочетании с геологическим изучением прибрежной территории было направлено на решение следующих вопросов:

1. Корреляция комплекса лиманно-морских голоценовых отложений в прибрежной полосе суши с голоценовой толщей прибрежно-морских отложений в прилегающей части прибрежного мелководья.

2. Реконструкция развития рельефа в прибрежной полосе западного побережья Керченского пролива в условиях изменений уровня моря за последние 5.0 тыс. лет

Для изучения изменений уровня моря в позднем голоцене и истории развития рельефа участка аккумулятивного побережья в районе Камыш-Бурунской косы было проведено бурение скважин, с последующей аналитической обработкой керна. Было пробурено около 20 скважин глубиной до 10–15 м; материалы которых использованы для литологического, биостратиграфического и геохронологического анализов. Полученные результаты позволили провести литолого-фациальное расчленение разрезов позднего голоценовых отложений и выделить основные этапы развития этого участка побережья за последние 5.0 тыс. лет. Проведенные исследования представляли собой часть комплексных археолого-палеогеографических исследований, проводимых на побережье Керченского пролива, которые в 2011–12 гг. были дополнены сейсмоакустическим профилированием на участке прибрежной акватории между косой Тузла и оз. Тобечик. Сейсмические исследования проводились с помощью высокочастотного варианта сейсмоакустического комплекса «Геонт-шельф» производства ООО «Спектр-геофизика». В качестве сейсмического источника использовался электродинамический источник бумер, буксируемый на катамаране. При визуализации данных сеймопрофилирования был выбран частотный диапазон от 1000 до 2000 Гц и развертка 65 миллисекунд. В ходе работ было выполнено тридцать сейсмоакустических профилей общей протяженностью до 30 км, расположение которых показано на рис. 1. Полученные сейсмоакустические разрезы имеют глубинность до 15–35 м от дна и вертикальное разрешение до 0.3–0.5 м, что позволяет уверенно выделять сеймофации в верхней части осадочной толщи. Для геологической интерпретации сейсмоакустических разрезов использовались полученные в ходе предыдущих исследований материалы по строению прибрежных отложений, а также опубликованные материалы.

В строении толщи прибрежных отложений Керченского пролива по сейсмоакустическим данным прослеживаются следы ритмичности, отражающей неравномерный ход голоценовой трансгрессии Черного моря. Пе-

риоды замедления трансгрессии маркируются следами древних береговых линий в виде перерывов в осадконакоплении или фрагментами древних береговых валов.

Камыш-Бурунская коса является полигенетической формой, прошедшей сложную эволюцию. Ее зарождение относится к сер. III тысячелетия до н.э., при положении уровня на 6–9 м ниже современного. Древний береговой барьер, существовавший в этот период, являлся частью барьерной системы, отчленявшей внутреннюю часть Керченского пролива.

В ходе развития трансгрессии эта барьерная форма распалась на ряд локальных абразионно-аккумулятивных образований, одним из которых является Героевская терраса и Камыш-Бурунская коса. Рельеф прибрежной суши Камыш-Бурунского залива представляет собой серию древних генераций Камыш-Бурунской косы, формировавшихся в ходе последовательного выполнения палеозалива на месте устьевой зоны Черубашского лимана. В ходе последней трансгрессивной фазы, охватывающей последние 1.5 тыс. лет, подъем уровня моря составил около 3.5–4.0 м и сопровождался активным размывом Героевской террасы и аккумуляцией на участке Камыш-Бурунской косы. Средняя величина выдвигения береговой линии косы составила около 2–2.5 км.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 11-05-01153 и 12-05 01052.*

The new data on lithology-facial structure, geochronology near-shore deposits and seismo-acoustical structure of upper part of marine deposits in different structure-geomorphological condition are discussed. The reconstruction of relief development of western part of the Kerch strait coast is made. The reflection of sea level changes at last 5.0 thousands years at the lithology-facial and seismo-acoustical structure of near-shore deposits is discover.

**Никитин Д.С.<sup>1</sup>, Иванов Д.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: ndsnomination@mail.ru;

<sup>2</sup>Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail: ivanov@geol.vsu.ru)

## **Объёмное моделирование осадочного чехла восточного борта Баренцевоморского шельфа**

**Nikitin D.S.<sup>1</sup>, Ivanov D.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow; <sup>2</sup>Voronezh State University, Voronezh)

## **Volume modeling of East board of Barentsevomorsky shelf sedimentary cover**

Восточная часть Баренцевоморского шельфа, расположенная между архипелагами островов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, остается слабо изученным районом, в отличие от сопредельной островной суши, где проводились многочисленные геолого-геофизические исследования. Данная территория обладает наибольшим ресурсным потенциалом УВ-сырья среди шельфовых областей РФ [1]. В течение 2006–07 гг. ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» была отработана региональная сеть (25х35 км) комплексных геофизических профилей общим объемом 7000 пог. км. Это позволило получить новые данные о структурно-тектонических особенностях строения данной части акватории Баренцева моря и уточнить геологическую историю развития региона в целом. В частности, в ходе работ осадочный чехол изучен до глубины 17 км - в его строении выделено и прослежено 8 сейсмостратиграфических комплексов, расчлененных на 14 сейсмостратиграфических подкомплексов и 12 сейсмотолщ [2].

В настоящей работе в качестве исходных материалов использовалась доступная отчетная информация и данные Государственной геологической карты масштаба 1:1000000, на основе которых произведено объемное моделирование осадочного чехла с использованием на различных этапах работы ПО EasyTrace, Surfer, ArcView/ArcGIS, Micromain.

В процессе работы, растровые изображения сейсмогеологических разрезов были увязаны в трехмерной среде, что позволило произвести моделирование объектов тектоники (разрывных нарушений и зон с хаотической конфигурацией отражений) в виде самостоятельных тел, согласованных с разрезами и разноуровневыми структурными картами. На основе последних, для всех выделяемых отражающих горизонтов построены поверхности в виде регулярных числовых полей, с использованием методов барьерной интерполяции. Это позволило учесть многочисленные тектонические элементы, определяющие блоковый характер структур осадочного чехла. Модели структурных поверхностей откорректированы на взаимную непересекаемость, унифицированы по пространственному разрешению в границах рас-

смаатриваемой территории и согласованы с геологическими границами на дочетвертичном уровне. На основе созданных структурных поверхностей, каждая сейсмостратиграфическая единица представлена в виде самостоятельного тела замкнутого каркасного типа. Данная форма представления, в соответствии с применяемым ПО, приведена к набору пластовых блочных моделей (БМ) и регуляризирована на основе единой выбранной сетки.

Результирующая БМ имеет площадь около 128.5 тыс. км<sup>2</sup> и размеры ячеек в плане 500x500 м при дискретности по высоте 200 м. При данных параметрах общее число блоков составляет около 47 млн. штук (~3.8 ГБ), а для одноуровневых срезов – 512.5 тыс. штук (43 МВ). Для выделенных сейсмостратиграфических единиц БМ дает возможность изучения распределения в трехмерном пространстве петрофизических данных (характеристик плотности, теплопроводности пород, остаточной намагниченности и др.), в связи с тектоническими структурами и геологической ситуацией. Заполнение БМ производится или на основе пространственной интерполяции с учетом анизотропии среды или путем послойной обработки. Ввиду значительного объема данных, результат представляется в виде плоских срезов отдельных показателей, ортогональных выбранной системе координат или моделей отдельных сейсмостратиграфических подразделений.

Построенная БМ может служить основой для изучения строения осадочного чехла и современной геодинамики арктического региона и, в частности, термобарического режима осадочного чехла, создающего благоприятные предпосылки для созревания органического вещества.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хлебников П.А. и др. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного борта Северо-Баренцевской впадины // Разведка и охрана недр. 2009. № 4. С. 13–21.
2. Казанин Г.С. и др. Региональные сейсморазведочные работы в арктических морях – основные результаты нового этапа и дальнейшие перспективы // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 90–99.

New data on a structure of a sedimentary cover of East board of the Barentsevo-morsky shelf are obtained in the last decade. Volume modeling is one of methods of studying structural and tectonic features, distribution of petrophysical, temperature and pressure parameters in space. In article the stratified block model of a sedimentary cover for this territory on the basis of the regional reflecting seismic horizons is offered.

**Никонов А.А.<sup>1</sup>, Фроль В.В.<sup>2</sup>, Шварев С.В.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, e-mail: [nikonov@ifz.ru](mailto:nikonov@ifz.ru);

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, г. Москва)

## **Землетрясения в Беломорском бассейне в соотношении с новейшей тектоникой и особенностями рельефа**

**Nikonov A.A.<sup>1</sup>, Froll V.V.<sup>2</sup>, Shvarev S.V.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Schmidt Institute of physics of the Earth RAS, Moscow; <sup>2</sup>Lomonosov MSU, Geographic faculty, Moscow)

## **Earthquakes in the White Sea basin and their correspondence with neotectonic features and geomorphic peculiarities**

Одна из важнейших особенностей Беломорского бассейна состоит в том, что его акватория и окружающая территория принадлежат к одному из наиболее раздробленных, подвижных и активных районов в пределах всей громадной Восточно-Европейской платформы. Здесь расположен новейший Кандалакшский грабен с сильнейшим из известных на платформе землетрясением в 1627 г. Беломорский бассейн давно является объектом активного изучения в отношении истории морских трансгрессий и регрессий в голоцене, стратиграфии четвертичных отложений, палеогеографии, в последние годы исследования в нем осуществляются более углубленно и комплексно [1–3]. В докладе отражена часть исследований авторами сейсмичности, сейсмотектоники, рельефа и новейшей геодинамики, проведенных недавно и мало известных специалистам-смежникам.

Современная структура и геодинамика района определяется унаследованным развитием Кандалакшского грабена с СЗ-ЮВ простираением. В голоцене грабен продолжает развиваться на фоне активного воздымания западной части района при относительном погружении его восточной части, что продолжается и в настоящее время со скоростью до +4 мм/год и –1÷2 мм/год, соответственно. В южной части бассейна на Карельском и Поморском берегах, а также на Соловецких островах, скорость поднятия не превышает 1.5 мм/год. Постоянство тренда, величины и их контраст в западной части не имеют аналогов на остальной Восточно-Европейской платформе.

С недавнего времени в регионе разрабатываются и успешно применяются новые подходы и методы. К ним относится метод определения величин и значений скорости воздымания берегов в голоцене на основе изучения колонок донных отложений в озерах с выделением и датированием переходных горизонтов от морского осадконакопления к озерному (пресноводному) (исследования В.В. Колька, О.П. Корсаковой, В.Я. Евзерова, Д.А. Субетто, Ф.А. Романенко и др.). Новые возможности выявления и регистрации разрывных и гравитационных нарушений в толщах донных отложений появились в связи с применением совершенствуемых методов непрерывного сейсмического профилирования, сейсмоакустики, локаторов бокового обзо-

ра под водой. Авторами также привлечена новейшая разработка в виде цифровой модели подводного рельефа на всю акваторию Белого моря [4]. Будучи использованы совместно, две последние из указанных новых разработок, вместе с картой мощности четвертичных отложений в бассейне открыли возможность на совершенно новом уровне представить важнейшие черты новейшей и молодой геодинамики и тектоническую предопределенность распределения очагов землетрясений в пределах бассейна. Выразительны и значимы, судя по рельефу и отдельным профилям сейсмоакустического зондирования в акватории, смещения по разрывным нарушениям по бортам Кандалакшского грабена и внутри него в согласии с его простираием.

За период XVI-XIX вв. и первую половину XX в. в рассматриваемом бассейне выявлено всего 7 землетрясений с оценками магнитуд от 3 до 6.5 [5–7], а с начала регистрации событий местными сейсмическими станциями с 1954 г. по 2010 г. – 21 событие в диапазоне магнитуд  $1.2 \div 4.5$  [2]. В период инструментальных наблюдений подтверждена повышенная сейсмическая активность западной части бассейна, хотя выдающихся по силе событий за последние 60 с лишним лет здесь не возникало. В восточной части бассейна за исторический период отмечены всего два местных слабых землетрясения, а за последние 40 лет зарегистрировано 10 слабых, большей частью неощутимых, землетрясений. Это обнаружение позволяет заключить, что восточная часть бассейна находится в слабонапряженном состоянии, и оно не дает оснований к заключению о ее высоком или даже повышенном сейсмическом потенциале (за 600 лет). В центральной части Беломорского бассейна, у восточного края Кандалакшского грабена, его максимально выраженной части, слабые землетрясения ни в историческое время, ни в период инструментальных наблюдений здесь не зафиксированы. Но именно здесь, в середине акватории, есть основания помещать, правда, с ошибкой по широте  $0.5^\circ$  и по долготе до  $1.0^\circ$ , эпицентр сильнейшего из известных не только в районе, но и на всей Восточно-Европейской платформе землетрясения 1627 г. [5].

В последние десятилетия разные группы исследователей накопили и опубликовали важные наблюдения над сейсмодетформациями на Кандалакшском и Карельском берегах Белого моря, т.е. в западной части бассейна, где на поверхность выходят породы кристаллического фундамента. Значительные концентрации сейсмодетформаций выявлены по берегам и на шхерах Кандалакшского залива на Кандалакшских и Колвицких тундрах. Опубликованные материалы Н.В. Шевченко, А.А. Ермолова, Д.Е. Кузнецова, С.Б. Николаевой, А.В. Мараханова и др. дают основание принимать с определенностью возникновение сильных землетрясений в западной части бассейна в голоцене, в том числе и позднем. Параметризация землетрясений, которыми они порождались, пока не осуществлена. Пока удалось параметризовать и включить в каталог несколько событий со значительным разбросом параметров [7].

Рассматривая вкупе имеющиеся данные по землетрясениям периодов инструментального, исторического и также по палеоземлетрясениям, с достаточной определенностью заключаем, что сейсмический потенциал его западной и, вероятно, центральной части в долговременном аспекте значительно превышает тот, что отражен в официально действующих документах.

Созданная цифровая модель рельефа дна Белого моря в виде изобат в векторном формате, а также в виде матрицы значений в узлах равномерной пространственной сетки координат (т.н. сеточная, или растровая модель) позволяет представлять морфологию морского дна в любом виде, удобном для решения конкретных задач [4].

Наиболее глубокий Кандалакшский грабен выделяется в виде впадины, ограниченной крутыми эскарпами, хорошо выраженными в рельефе. Этот центральный грабен по простиранию разделяется на три крупных сегмента, различающихся по строению рельефа дна и отделенных друг от друга порогами в виде поперечных крутых уступов и разломов, по-видимому, сбросового или сбросо-сдвигового происхождения. Днище впадины представляет собой субгоризонтальную аккумулятивную слаборасчлененную равнину с развитым чехлом морских осадков на рыхлом субстрате ледниковых и ледниково-морских отложений. Дно впадины располагается в интервале глубин 200–260 м, постепенно уменьшаясь в глубине по направлению к Двинскому заливу до 110–150 м. Впадина асимметрична, с крутым юго-западным бортом вдоль Карельского берега и более пологим и ступенчатым северо-восточным склоном от Терского берега ко дну котловины.

Карельский берег изрезан узкими, далеко вдающимися в сушу заливами-фиардами с множеством островов, формирующих общий шхерный тип рельефа, особенно в северной части берега. В глубоководной части выделяются четыре крупные впадины, вытянутые вдоль оси грабена и ряд более мелких впадин, разделенных поднятиями дна. Наиболее глубокая впадина расположена в вершине Кандалакшского залива с максимальной для Белого моря глубиной – 343 м. В Центральной части протяжения грабена расположены три более мелководные впадины со средней относительной глубиной 200–280 м. В сторону Двинского залива рельеф дна теряет линейный характер и становится более спокойным с незначительными впадинами и поднятиями дна моря.

Такое строение рельефа отражает глыбово-тектонический характер дна Кандалакшского грабена как зоны дифференцированных перемещений блоков кристаллического фундамента по линиям разломов, ограничивающих грабенообразные впадины.

Северная часть Белого моря («Воронка» и Мезенский залив) соединяется с южной частью проливом – Горло Белого моря. Это наиболее мелководная часть моря с глубинами 20–40 м, рельеф дна здесь представлен вытянутыми линейными подводными аккумулятивными и эрозионными грядами и жело-

бами с отдельными замкнутыми котловинами и поднятиями. Наибольшие глубины до 100 м расположены по оси линейного желоба, протягивающегося вдоль всего Кольского берега и заложённого вдоль крупного тектонического разлома.

Авторский опыт анализа сейсмотектоники бассейна опирается на несколько принципов, из которых наиболее важными представляются следующие.

1. Выделение молодых, с признаками эндогенного происхождения и обновления, активных разрывных структур в пределах, как суши, так и акватории на основе доступных и с максимальным разрешением материалов, после их совместного рассмотрения и сопоставления. При этом учитываются геоморфологические, геофизические (профилирование), геологические материалы.

2. На основе новой версии сейсмического каталога для региона (около 30 землетрясений за инструментальный и исторический период, всего около 500 лет) [7] составлена карта с отображением не только эпицентров землетрясений и их магнитуды, но и возможных неточностей локализации и оценок энергии. Дополнительно используются карты (схемы) изосейст нескольких наиболее важных событий, отражающие вытянутость макросейсмического поля в одном из направлений, и, следовательно, простирание очага и разрыва в нём.

3. На заключительном этапе обе вышеуказанные карты, составлявшие как независимые, в одинаковом масштабе и проекции, совмещаются, коллективно сопоставляются с обсуждением возможных альтернативных вариантов тектонических и сейсмических проявлений для согласованных выводов.

Главные выводы на данной стадии исследования представляются в виде следующих позиций.

1. Весь бассейн (кроме Онежского залива) находится в сейсмической зоне. Степень сейсмической активности, значение сейсмического потенциала, а, следовательно, и долговременной сейсмической опасности неодинаковы в пределах района. На западе сейсмичность (по частоте событий, их плотности и вероятности событий сильных) значительно выше, чем на востоке. Центральную часть бассейна внутри Кандалакшского грабена пока приходится признать изученной недостаточно.

2. Бассейн, и, в первую очередь, его акваториальная часть, представляет геодинамически и собственно тектонически активную структуру, стержневым образованием которой служит новейший активный Кандалакшский грабен. Это в региональном плане главная сейсмотектоническая структура СЗ простирания 1 ранга. Вместе с тем, как по морфотектоническим признакам, так и по сейсмическим проявлениям выявляются разрывные структуры поперечного простирания, заведомо 2 ранга. Таких структур в западной половине бассейна как минимум две. В восточной части, возможно, попереч-

ными разрывами ограничено и Горло Белого моря, но сейсмические проявления там незначительны, так что их можно признать структурами низшего ранга. Сейсмотектонические «узлы» возможны, но для их выделения данных пока недостаточно.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Froll V.V., Safyanov G.A., Solovieva G.D. Geomorphology of the bottom and coasts of the White Sea // Seabed morphology of Russian Arctic Shelf / Ed. S. Nikiforov. N.Y.: Nova Publishers, 2010. P. 123–141.
2. Система Белого моря. Т. 1. Природная среда водосбора Белого моря. Под ред. А.П. Лисицына. М.: Научный мир, 2010.
3. Варейчук Н.С., Ермолов А.А., Игнатов Е.И., Чистов С.В. Очерки геоморфологии и дна Белого моря. Севастополь. 2012. 428 с.
4. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.
5. Никонов А.А. Исторические землетрясения // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под. ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск, 2004. С. 193–214.
6. Никонов А.А. Землетрясения и цунами в Беломорском бассейне / Сб. материалов конференции «Северные территории России: проблемы и перспективы развития». Архангельск. 2008. CD-ROM.
7. Никонов А.А. Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Докл. Акад. наук. 2013. Т. 450. № 4. С. 465–469.

Authors put forward an approach to correlate seismic events with a features of neotectonic development, regional and differentiated, within aquatory and surrounding land area of the White Sea basin. The approach is basing on new version of seismic catalogue (1), newly evaluated neotectonic features (2) and geomorphic pattern as it revealed by original digital map of the White Sea (3).

**Пилипенко О.В.<sup>1</sup>, Рашидов В.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, г. Москва, e-mail: pilipenko@ifz.ru;

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: rashidva@kscnet.ru)

## **Петромагнитные исследования горных пород подводных вулканов Идзу-Бонинской и Курильской островных дуг**

**Pilipenko O.V.<sup>1</sup>, Rashidov V.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

## **Petromagnetic investigations of rocks of underwater volcanoes of the Izu-Bonin and Kuril Island Arcs**

Петромагнитные исследования (ПМИ) драгированных в рейсах НИС «Вулканолог» лав позднекайнозойских подводных вулканов Идзу-Бонинской и Курильской островных дуг продолжили совместные работы Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, проводимые для выяснения особенностей намагниченности горных пород и получения априорной информации для интерпретации материалов геофизических исследований [1, 2].

Измерения естественной остаточной намагниченности NRM выполнены на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия), магнитной восприимчивости  $K$  и степени анизотропии магнитной восприимчивости  $P'$  – на капаметре Multi-Function Кappabridge (AGICO, Чехия). Чистка переменным магнитным полем сделана на установке переменного поля в трех положениях образца внутри катушки с переменным током, магнитное поле которой могло изменяться в пределах от 0 до 100 мТл при экранированном внешнем магнитном поле. На всех образцах была изучена стабильность NRM по отношению к воздействию переменного магнитного поля. Проведены исследования состава магнитной фракции путем насыщения в постоянном магнитном поле образцов, определения значений остаточной коэрцитивной силы  $B_{cr}$ . Выполнен термомагнитный анализ (ТМА) на вибромагнитометре Ю.К. Виноградова по остаточной намагниченности насыщения  $M_{rs}$ . Оценка доменного состояния выполнена по величине отношений  $M_{rs}/M_s$  и  $B_{cr}/B_c$ , определенным по кривым гистерезиса [3]. Для подтверждения состава носителей NRM образцов проведен электронно-зондовый микроанализ на сканирующем электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV».

В пределах **Идзу-Бонинской островной дуги** изучена подводная вулканическая группа **Софу**. ПМИ четырех образцов показали, что образцы имеют высокие значения NRM (B1-57/2: NRM  $\sim 22$  А/м) и  $K$  (B1-58/1:  $K \sim 18 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ). Степень магнитной анизотропии образцов пород достигала 7%. Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов пород в постоянном магнитном поле характерно для низкокоэрцитивных минералов. Это

подтверждают величины остаточной коэрцитивной силы  $B_{cr}$  21–27 мТл.

ТМА по зависимости  $M_{rs}(T)$  показал, что в образце порфиривого базальта В1-57/2 основным носителем намагниченности являлся титаномagnetит  $Fe_{(3-x)}Ti_xO_4$  с содержанием  $Ti$   $X \sim 0.32$ . ТМА образца порфиривого базальта В1-58/1 и афирового андезибазальта В1-52/2 показал, что в этих образцах в естественных условиях уже произошло окисление первичного титаномagnetита до титаномagnetита. Это объясняет более низкие значения (в  $\sim 5$  раз) естественной остаточной намагниченности данных образцов по сравнению с образцом порфиривого базальта В1-57/2.

В пределах **Курильской островной дуги** изучены образцы горных пород, слагающих постройку целого ряда подводных вулканов.

Породы подводного вулкана **Крылатка** дифференцированы по своим магнитным свойствам: остаточная намагниченность драгированных базальтов изменяется в диапазоне 0.08–8.83 А/м, магнитная восприимчивость – в диапазоне  $(18.6–54.4) \cdot 10^{-3} \text{ СИ}$ . Для двух образцов порфиривого андезита В17-37/3 и афирового дацита В17-37/11 были выполнены ПМИ, которые показали, что последний образец демонстрирует диамагнитные свойства, имея низкую отрицательную величину  $K$ . Напротив, образец В17-37/3 показывает высокие величины  $K$ , изотропен, его намагниченность обусловлена наличием в составе магнитомягкого минерала ( $B_{cr}=16$  мТл,  $B_{0.5}=8$  мТл). ТМА показал, что основным носителем NRM в образце являются зерна титаномagnetита, размер которых лежит в псевдооднодоменной области.

ПМИ четырех образцов порфиривого андезибазальта и одного образца порфиривого базальта, слагающих постройку подводного вулкана **Юбилейный** показали, что все образцы имеют высокие значения магнитной восприимчивости и низкую степень магнитной анизотропии равную 2–5%. Порфировые андезибазальты демонстрируют высокую стабильность по отношению к воздействию переменного магнитного поля. Магнитные свойства обусловлены содержанием низкокоэрцитивного минерала,  $B_{cr} = 8–22$  мТл. Этот результат подтверждается ступенчатым изотермическим намагничиванием образца порфиривого андезибазальта В24-31/4 в постоянном магнитном поле до 0.5 Тл. ТМА этого же образца показал, что основным носителем намагниченности в образцах являются зерна титаномagnetита, образование которого произошло еще в естественных подводных условиях. Размер зерен лежит в псевдооднодоменной и многодоменной области, причем относительно крупные многодоменные частицы несут более низкую NRM. Электронно-зондовый микроанализ описываемого образца выявил, что отношение массы титана к массе железа  $\sim 0.13$ , что соответствует содержанию титана в титаномagnetите  $Fe_{(3-x)}Ti_xO_4$  :  $X \sim 0.39$  и точкам Кюри  $T_c \sim 290^\circ \text{C}$ . У данного образца расчетная точка Кюри на  $20^\circ \text{C}$  ниже, чем экспериментально обнаруженная ТМА. Это свидетельствует о низкотемпературном окислении титаномagnetита до титаномagnetита.

ПМИ были выполнены для трех образцов порфиривых андезибазальтов

и двух образцов афировых андезибазальтов, слагающих подводный вулканический массив **Эдельштейна**. Установлено, что намагниченность порфировых андезибазальтов на порядок ниже, чем у афировых, и меняется в диапазоне 0.68–1.53 А/м. Напротив, магнитная восприимчивость в 2–3 раза выше и изменяется в диапазоне  $(39.3–48.46) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. У афировых андезибазальтов NRM изменяется в диапазоне 10.18–31.56 А/м,  $K = (16.29–19.23) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. Все образцы магнитно изотропны, степень магнитной анизотропии (AMS) изменяется от 1 до 6%. Намагниченность порфировых андезибазальтов обусловлена содержанием большого числа крупных многодоменных зерен низкокоэрцитивных магнитных минералов. Об этом говорят величины  $B_{cr} = 17–18$  мТл и отношений  $M_{rs}/M_s$  и  $B_{cr}/B_c$ . Намагниченность афировых андезибазальтов обусловлена содержанием псевдооднодоменных зерен магнитных минералов, остаточная коэрцитивность которых выше ( $B_{cr} = 28–41$  мТл) и выше устойчивость по отношению к воздействию переменного магнитного поля ( $B_{0.5} \geq 100$  мТл). ТМА анализа образца порфирового андезибазальта В17-51/4 показал, что основным носителем намагниченности является частично окисленный титаномагнетит с небольшим содержанием Ti:  $X \sim 0.05$  %.

ПМИ трех образцов (порфировый андезибазальт, субафировый дацит и афировый андезит), слагающих подводный вулкан **Смирнова**, показали что все образцы обладают относительно низкими значениями  $NRM = 0.4–0.5$  А/м и достаточно высокими значениями  $K = (20–38) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ, что может говорить о высокой концентрации зерен-носителей NRM. Первые два образца магнитно изотропны, степень AMS в образце афирового андезита достигает 9%. Намагниченность образцов обусловлена содержанием псевдооднодоменных и многодоменных зерен низкокоэрцитивного магнитного минерала. Намагниченность неустойчива по отношению к воздействию переменного магнитного поля. Проведенный ТМА афирового андезита показал, что в этом образце в естественных подводных условиях уже частично произошло и продолжает происходить в ходе эксперимента гетерофазное окисление первичного титаномагнетита до магнетита и ильменита.

Остаточная намагниченность однородных порфировых оливиновых базальтов, слагающих подводный вулкан **Белянкина** изменяется в пределах 9–29 А/м. ПМИ трех образцов показали разброс величин NRM в пределах одного порядка, величина  $K$  возрастает с увеличением NRM, что говорит о росте концентрации зерен носителей NRM. Образцы магнитно-изотропны, остаточная коэрцитивная сила лежит в пределах 23–53 мТл, NRM устойчива по отношению к разрушению переменным магнитным полем. Размер магнитных зерен лежит в псевдодоменной (PSD) – многодоменной (MD) области. ТМА образца порфирового базальта В17-49/2 говорит о том, что основным носителем намагниченности в данном образце является титаномагнетит с содержанием Ti ( $X = 0.22$ ) или окисленный титаномагнетит.

Изучение магнитных свойств драгированных пород, слагающих подводный вулкан **1.4**, показало, что андезиты имеют NRM, превышающую 7 А/м. Для двух образцов: афирового дациандезита и порфирового андезибазальта были проведены ПМИ. Намагниченность первого образца обусловлена содержанием относительно крупных MD магнитных зерен низкокоэрцитивного магнитного минерала. Намагниченность второго – содержанием PSD магнитных зерен, также низкокоэрцитивного минерала. В образцах отсутствует AMS, образцы магнитомягкие, NRM легко разрушается переменным магнитным полем. TMA образца афирового дациандезита показал, что основным носителем намагниченности являются зерна титаномагнетита с содержанием Ti в диапазоне ( $X \sim 0.31\text{--}0.41$ ) или окисленный титаномагнетит.

Остаточная намагниченность драгированных базальтов, слагающих постройку подводного вулкана **Григорьева**, изменяется в диапазоне 1.47–28.45 А/м, а магнитная восприимчивость – в диапазоне  $(2.39\text{--}94.83) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. Для двух образцов афирового базальта и одного образца порфирового базальта были выполнены ПМИ. Все три образца магнитноизотропны, намагниченность обусловлена содержанием высокой концентрации низкокоэрцитивных PSD зерен. Ступенчатое изотермическое намагничивание образца афирового базальта B11-52/6 в постоянном магнитном поле показало, что образец насыщается при 0.25 Тл. NRM образцов афирового базальта устойчива к воздействию переменного магнитного поля, NRM порфирового базальта – нет. TMA образца афирового базальта B11-52/6 показал, что основными носителями NRM являются PSD зерна титаномагнетита с различным процентным содержанием Ti. Электронно-зондовый микроанализ этого образца показал, что размер зерна титаномагнетита лежит в диапазоне  $\sim 8\text{--}40$  мкм. Отношение массы титана к массе железа лежит в диапазоне 0.09–0.14, что соответствует содержанию титана в титаномагнетите  $X \sim 0.28\text{--}0.42$  и диапазону температур Кюри  $T_c \sim 270\text{--}370^\circ\text{C}$ . Полученные расчетные температуры Кюри приблизительно совпадают с наблюдаемым диапазоном температур Кюри, полученным TMA по  $M_{rs}(T)$ , что подтверждает вывод, что основным носителем NRM является титаномагнетит.

**Выводы.** В результате выполненных исследований дополнена имеющаяся информация о петромагнитных характеристиках горных пород, слагающих позднекайнозойские подводные вулканы Тихого океана.

Сравнительный анализ магнитных свойств изученных пород показал, что они сильно дифференцированы по величине естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Основными носителями намагниченности в изученных породах чаще являются псевдооднодоменные и многодоменные зерна неизмененного и/или окисленного титаномагнетита. Высокие величины NRM обусловлены, в основном, псевдооднодоменной структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения магнитной восприимчивости – большой концентрацией зерен-носителей NRM. Большинство образцов магнитно изотропны или обладают низкой степенью

магнитной анизотропии. В части образцов окисление исходного титаномагнетита уже прошло в естественных условиях.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00156-а)*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана // Материалы II Школы – семинара «Гординские чтения» Москва, 21 -23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 160–164.
2. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные и петрофизические исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» Материалы международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб: СОЛО, 2012. С. 184–191.
3. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267.

We investigated rocks composing underwater volcanoes of the S Izu-Bonin and Kuril Island Arcs. Comparative analyses of rocks magnetic properties revealed that they were strongly differentiated in natural remanent magnetization and magnetic susceptibility. We substantially completed the data on petromagnetic characteristics of rocks composing the Late Cenozoic underwater volcanoes of the Pacific Ocean.

**Попов К.В.<sup>1</sup>, Базылев Б.А.<sup>2</sup>, Щербаков В.П.<sup>3</sup>,  
Цельмович В.А.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва; <sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва; <sup>3</sup>Геофизическая обсерватория «Борок» ОИФЗ РАН, Борок)

**Особенности магнетизма дунитов хребта Пекульней  
(Чукотка)**

**Popov K.V.<sup>1</sup>, Bazylev B.A.<sup>2</sup>, Shcherbakov V.P.<sup>3</sup>,  
Tselmovich V.A.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;  
<sup>2</sup>Vernadskii Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; <sup>3</sup>Borok Geophysical Observatory, United Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Russia)

**Features of magnetic characteristics of the dunites Pekulney  
Range (Chukotka, NE Russia)**

Хребет Пекульней расположен на центральной Чукотке, как самостоятельный сегмент Западно-Корякской складчатой системы. По результатам петрологических исследований ультрамафитов, кристаллизация пород происходила в надсубдукционной геодинамической обстановке из примитивного расплава мантийного происхождения. Пекульнейские ультрамафиты, выделенные нами для петромагнитных исследований, представлены нижнекоровыми, континентальными, регионально-метаморфизованными дунитами с разной степенью серпентинизации (СС) и разной степенью среднетемпературного метаморфизма (ССМ) (табл. 1). Возраст пород Пекульнейского комплекса принимается как позднепалеозойский (~290–300 млн. лет). По петрологическим исследованиям, в изучаемых дунитах обычно присутствуют зёрна **хромшпинелидов** размером до 0.3–0.8. Зерна первичного хромшпинелида почти во всех образцах замещаются метаморфическим хромшпинелидом.

Было проведено изучение магнитных свойств коллекции пекульнейских дунитов. Полученные магнитные свойства представлены в табл. 2. По полученным нами данным исследуемые образцы имеют высокую естественную остаточную намагниченность ( $I_{\text{нр.Чукотка}}=16.7\text{ А/м}$ ), превышающую намагниченность метаморфизованных океанических ультрабазитов. Для образцов пекульнейских дунитов характерны высокие значения магнитной восприимчивости ( $k_{\text{ср.чукотка}} = 61.3 \cdot 10^{-3}$  ед. SI), намагниченности насыщения ( $I_{\text{с ср. Чукотка}}=5.02 \cdot 10^3 \text{ А/м}$ ). Рассчитанная концентрация ферримagnetиков ~2%.

Таблица 1. Место отбора и краткая петрографическая характеристика исследованных образцов и шпинелидов из них.

| п/п | № Обр.     | Место отбора   | СС % | Первичная шпинель |         |            |                  | Метаморфическая шпинель |                  |
|-----|------------|----------------|------|-------------------|---------|------------|------------------|-------------------------|------------------|
|     |            |                |      | CC M              | FeO в % | Состав xMt | Количество Масс% | Состав xMt              | Количество Масс% |
| 1   | NP06-20/1  | Центральный    | 55   | <i>max</i>        | 9.8     | нет        | <u>0</u>         | 0.52                    | <u>1.3</u>       |
| 2   | NP06-51/2- | Водораздельный | 100  | <i>mod</i>        | 6.2     | 0.19       | <0.9             | 0.40                    | <1.0             |
| 3   | NP06-32/1  | Южный          | 50   | <i>low?</i>       | 14.1    | нет        | <u>0</u>         | нет                     | <u>0</u>         |
| 4   | NP06-26/2  | Северный       | 60   | <i>max</i>        | 10.3    | нет        | <u>0</u>         | 0.58                    | <u>1.5</u>       |
| 5   | NP06-54/2  | Янранайский    | 35   | <i>max</i>        | 11.8    | нет        | <u>0</u>         | 0.71                    | <u>4.1</u>       |
| 6   | NP06-43/4  | Центральный    | 85   | <i>mod</i>        | 8.2     | 0.20       | <1.0             | 0.49                    | <1.3             |
| 7   | NP06-54/3  | Янранайский    | 50   | <i>mod</i>        | 7.4     | 0.17       | <1.6             | 0.44                    | <1.9             |
| 8   | NP06-57/2  | Кривореченский | 55   | <i>mod</i>        | 10.2    | 0.14       | <1.5             | 0.2<br>(0.44)           | <1.6             |
| 9   | NP06-20/2  | Центральный    | 45   | <i>low</i>        | 13.2    | нет        | 0                | нет                     | 0                |
| 10  | NP06-23/3  | Центральный    | 55   | <i>max</i>        | 10.4    | нет        | 0                | 0.51                    | 1.8              |
| 11  | NP06-46/2  | Северный       | 65   | <i>low</i>        | 9.6     | 0.13       | 1.7              | нет                     | 0                |
| 12  | NP06-49/2  | Северный       | 80   | <i>mod</i>        | 10.4    | 0.12       | <0.6             | 0.32                    | <0.6             |
| 13  | NP06-53/2  | Янранайский    | 30   | <i>mod</i>        | 11.6    | 0.11       | <2.2             | 0.5                     | <2.5             |

Примечания. ССМ – степень среднетемпературного метаморфизма (при максимальной степени вся первичная шпинель замещается метаморфической, а первичный клинопироксен – метаморфическим клинопироксеном; при низкой степени ср-Т метаморфизма метаморфические шпинелиды и клинопироксены отсутствуют); xMt – количество магнетитового компонента в шпинелидах ( $xMt = Fe^{3+} / (Cr + Al + Fe^{3+})$ ).

Таблица 2. Магнитные характеристики Пекульнейских дунитов.

| п/п | Обр.      | $I_n$<br>A/m | $\chi$ , $10^{-3}$<br>SI | Q    | $I_{rs}/I_s$ | $I_s$ ,<br>$10^3$ A/m | $I_{rs}$ ,<br>$10^3$ A/m | $H_c$ ,<br>мТл | $H_{cr}$ | $H_{cr}$<br>/ $H_c$ | $T_c(I_s)$<br>°C | $I_{st}/I_{so}$ | $C_2$<br>(Is) | $C_2$<br>(k) |
|-----|-----------|--------------|--------------------------|------|--------------|-----------------------|--------------------------|----------------|----------|---------------------|------------------|-----------------|---------------|--------------|
| 1   | NP06-20/1 | 18.4         | 67.3                     | 7.0  | 0.09         | 5.7                   | 0.53                     | 7.1            | 17.8     | 2.5                 | 595              | 0.44            | 1.26          | 2.68         |
| 2   | NP06-51/2 | 4.5          | 57.7                     | 1.98 | 0.08         | 3.26                  | 0.24                     | 5.8            | 16.4     | 2.8                 | 590              | 0.60            | 0.72          | 2.29         |
| 3   | NP06-32/1 | 2.6          | 88.0                     | 0.75 | 0.19         | 4.4                   | 0.82                     | 12.0           | 24.3     | 2.0                 | 590              | 0.45            | 0.97          | 3.5          |
| 4   | NP06-26/2 | 0.9          | 70.4                     | 0.03 | 0.16         | 4.34                  | 0.69                     | 11.7           | 22.6     | 1.9                 | 595              | 0.45            | 0.96          | 2.8          |
| 5   | NP06-54/2 | 3.9          | 110.                     | 0.9  | 0.10         | 8.96                  | 0.93                     | 7.2            | 15.8     | 2.1                 | 600              | 0.45            | 1.99          | 4.37         |
| 6   | NP06-43/4 | 21.0         | 49.0                     | 10.9 | 0.14         | 4.65                  | 0.64                     | 9.6            | 18.5     | 1.9                 | 600              | 0.46            | 1.03          | 1.95         |
| 7   | NP06-54/3 | 1.6          | 20.1                     | 2.1  | 0.12         | 1.10                  | 0.13                     | 7.6            | 16.0     | 2.1                 | 595              | 0.39            | 0.24          | 0.8          |
| 8   | NP06-57/2 | 1.4          | 32.6                     | 1.1  | 0.13         | 4.38                  | 0.58                     | 9.4            | 20.8     | 2.2                 | 600              | 0.61            | 0.97          | 1.3          |
| 9   | NP06      | 135          | 109.                     | 31.5 | 0.11         | 11.2                  | 1.27                     | 7.9            | 18.4     | 2.3                 | 595              | 0.63            | 2.50          | 4.34         |
| 10  | NP06      | 0.34         | 37.9                     | 0.2  | 0.13         | 3.59                  | 0.48                     | 9.6            | 20.3     | 2.1                 | 600              | 0.59            | 0.79          | 1.51         |
| 11  | NP06      | 4.6          | 49.2                     | 2.4  | 0.16         | 4.41                  | 0.71                     | 11.2           | 20.6     | 1.8                 | 595              | 0.52            | 0.98          | 1.96         |
| 12  | NP06      | 13.6         | 47.1                     | 7.4  | 0.23         | 4.54                  | 1.04                     | 13.0           | 19.6     | 1.5                 | 595              | 0.41            | 1.00          | 1.87         |
| 13  | NP06      | 7.8          | 58.4                     | 3.1  | 0.13         | 4.7                   | 0.58                     | 8.6            | 18.3     | 2.1                 | 595              | 0.50            | 1.04          | 2.32         |

*Примечания:*  $I_n$  – естественная остаточная намагниченность;  $\chi$  – магнитная восприимчивость; Q – отношение Кенигсбергера;  $I_s$  – намагниченность насыщения;  $I_{rs}$  – остаточная намагниченность насыщения;  $H_c$  – коэрцитивная сила;  $H_{cr}$  – остаточная коэрцитивная сила;  $T_c$  – температура Кюри;  $I_{st}/I_{so}$  – отношение намагниченности насыщения после нагревания образца до 700 °C к первоначальной намагниченности насыщения.  $C_1$  и  $C_2$  – концентрация ферромагнетиков по намагниченности насыщения и по магнитная восприимчивости

По проведённым нами терромагнитным исследованиям мы установили несколько магнитных фаз показывающие, наряду с магнетитом, присутствие феррит-хромитов с различными температурами Кюри. Расчёт температуры Кюри, проведённый по данным химического состава, не всегда совпадал с измеренными  $T_c$ . На терморазмагничивающих кривых намагниченности насыщения  $I_s(T)$ , помимо магнетитовой  $T_{cm} \sim 590^\circ\text{C}$ , отчётливо фиксируются две магнитные фазы с температурами Кюри  $T_{c1} \sim 530^\circ\text{C}$  и  $T_{c2} \sim 400^\circ\text{C}$ , которые представляют твёрдый раствор хромита и магнетита. Оценка температуры образования феррихромшпинелидов проведённая в ходе анализа терромагнитных кривых естественной остаточной намагниченности  $I_n(T)$ , показала различные стадии формирования шпинелидов в чукотских дунитах, установленные петрологическими методами. По магнитным данным, метаморфическая перекристаллизация и приобретение намагниченности феррихромшпинелидами, присутствующими в исследуемых дунитах, проходило при температуре  $T_{1\text{кристл.}} \sim 560^\circ\text{C}$ ,  $T_{2\text{кристл.}} \sim 450^\circ\text{C}$ ,  $T_{3\text{кристл.}} \sim 250^\circ\text{C}$  и кристаллизация магнетита в ходе серпентинизации ультрамафитов  $T_{4\text{кристл.}} \sim 150^\circ\text{C}$ . По магнитным данным, вклад феррихромшпи-

нелидов в естественную остаточную намагниченность не превышает 10%.

Был проведён анализ данных полученных на сканирующем электронном микроскопе «VEGA-2». По результатам сканирования были получены фотографии отдельных участков образцов и выполнен анализ элементов в отдельных точках рассматриваемого участка (рис.). По результатам микропробового анализа мы рассчитали мольную фракцию хромита  $n$  и соответствующую ей температуру Кюри ( $T_{с\text{расч}\acute{e}т.}$ ).

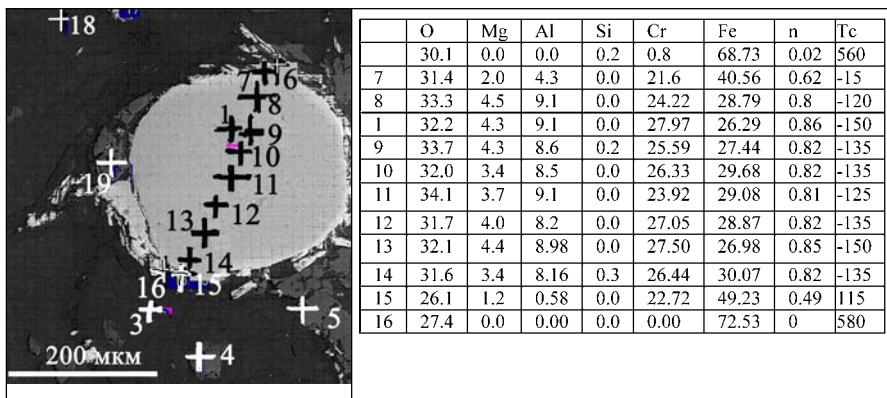


Рисунок. Образец NP06-43/4, Центральный. Высокохромистая шпинель с магнетитом в краевых зонах, профиль показывает неоднородность по хрому по сечению зерна

Все результаты в весовых %,  $n$  – расчет мольной фракции хромита,  $T_c$  °C – рассчитанная температура Кюри.

Исследование на электронном микроскопе показали, что в образцах присутствуют разные по происхождению и составу ферромагнетики. Мы условно раздели их на две группы. Прежде всего, это отдельные зёрна и цепочки практически «чистого» магнетита образовавшегося в ходе серпентинизации. Вторая группа это зёрна первичных и метаморфических хромшпинелидов представленные в виде твёрдого раствора хромит – магнетит ( $Fe^{+2}(Fe_{1-n}Cr_n)_2 O_4$ , (здесь  $0 < n < 1$  мольная фракция хромита)). В пределах обозначенной области  $T_{с\text{расч}\acute{e}т.}$  изменяется от  $-175^\circ$  до  $580^\circ\text{C}$ , показывая магнитные и немагнитные зёрна. На рис. показано крупное зерно высокохромистой шпинели (200 мкм в диаметре) и профиль измерений составов, проведённый по сечению зерна.  $T_c$  меняется по профилю от  $-150^\circ$  до  $580^\circ\text{C}$ . На гистограмме показывающей распределение температуры Кюри главная мода лежит в пределах  $-100^\circ$  –  $-200^\circ\text{C}$ , и только в краевых зонах зерна присутствует магнетит с  $T_c=580^\circ\text{C}$ .

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 11-05-00280-а).*

Studying of magnetic properties of a collection of Pekulney Range dunites was carried out. According to the data obtained by us studied samples have high natural remanent magnetization, high values of a magnetic susceptibility ( $k_{\text{chukotka}} = 61.3 \cdot 10^{-3}$  units of SI), saturation magnetizations ( $I_s_{\text{Chukotka}} = 5.02 \cdot 10^3$  A/m). The calculated concentration of ferrimagnetic minerals ~2%. On thermomagnetic curves of saturation magnetizations  $I_s$  (T) shown three ferrimagnetic phases having a Curie point  $T_{c_{\text{Mt}}} \sim 590^\circ\text{C}$  (close pure magnetite), magnetic phase with Curie temperatures  $\sim 530^\circ\text{C}$  (Cr- magnetite) and  $T_c \sim 400^\circ\text{C}$  represent solid solution chromite and magnetite (ferrichromite). According to magnetic data, metamorphic recrystallization and acquisition of remanent magnetization by ferrichromites, present in investigated dunites, passed at a temperature  $T_{1\text{crystall.}} \sim 560^\circ\text{C}$ ,  $T_{2\text{crystall.}} \sim 450^\circ\text{C}$ ,  $T_{3\text{crystall.}} \sim 250^\circ\text{C}$  and crystallization of magnetite during of serpentinization ultramafic rocks  $T_{4\text{crystall.}} \sim 150^\circ\text{C}$ . The contribution ferrichromites in natural remanent magnetization doesn't exceed 10%.

**Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Кулинич Р.Г.,  
Колпашикова Т.Н.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток, e-mail: pro-zo@yandex.ru)

**Мониторинг приливных вариаций и нерегулярных временных изменений гравитационного поля в пограничной зоне континент – Японское море**

**Proshkina Z.N., Valitov M.G., Kulinich R.G.,  
Kolpashikova T.N.**

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

**Monitor the tidal variations and irregular temporal changes in the gravity field in the transition zone of the continent – Japan Sea**

Мониторинг временных изменений силы тяжести имеет целью выяснение особенностей влияния геодинамики и гидродинамики япономорского бассейна на приливные вариации гравитационного поля, а также для изучения возможной корреляции вариаций силы тяжести с другими геофизическими полями и сейсмогенными процессами в регионе Японского моря.

Для реализации этой цели в 2010 г. был создан стационарный гравиметрический пункт в специально оборудованном помещении на Морской экспериментальной станции ТОИ ДВО РАН, расположенной в заливе Петра Великого, на побережье п-ова Гамова (мыс Шульца).

Начиная с 2012 г. указанный мониторинг был выполнен с обновленной аппаратурой. Вместо гравиметра CG5 Scintrex AUTOGRAV (Scintrex Ltd, Canada и Micro-g Lacoste Inc., USA), которым в предыдущие года выполнялись измерения, был установлен, отрегулирован и использован новый высокоточный гравиметр gPhone (Micro-g LaCoste Inc., USA).

*Гравиметр gPhone* является высокоточным стационарным прибором и, обладая малым, и что очень важно, близким к линейному смещением нуля-пункта, может быть использован для регистрации периодических сигналов в течение многих лет. Этот гравиметр имеет также высокую чувствительность к высокочастотным непериодическим событиям (землетрясениям). Точность измерений  $\pm 0.001$  мГал, смещение нуля-пункта прибора не более 1.5 мГал/месяц, чаще всего  $< 500$  мкГал/месяц.

Наблюдения выполнялись: в 2010 г. – с 7 июля по 10 сентября, в 2011 г. – с 6 июля по 14 октября, в 2012 г. – с 22 июня непрерывно по настоящее время (круглогодично).

На рис. 1 в качестве примера представлен суммарный график приливных вариаций силы тяжести, полученных за период июнь–ноябрь 2012 г. Суточные разрывы на графике связаны с перебоями электропитания на пункте наблюдения и остановкой работы гравиметра.

Обработка полученных данных выполнялась с использованием программы TSOFT, сигнал очищался от внешних помех (землетрясений и т.п.), затем из записи удалялся тренд – смещение нуля прибора – и выполнялось, используя быстрое преобразование Фурье, сглаживание сигнала.

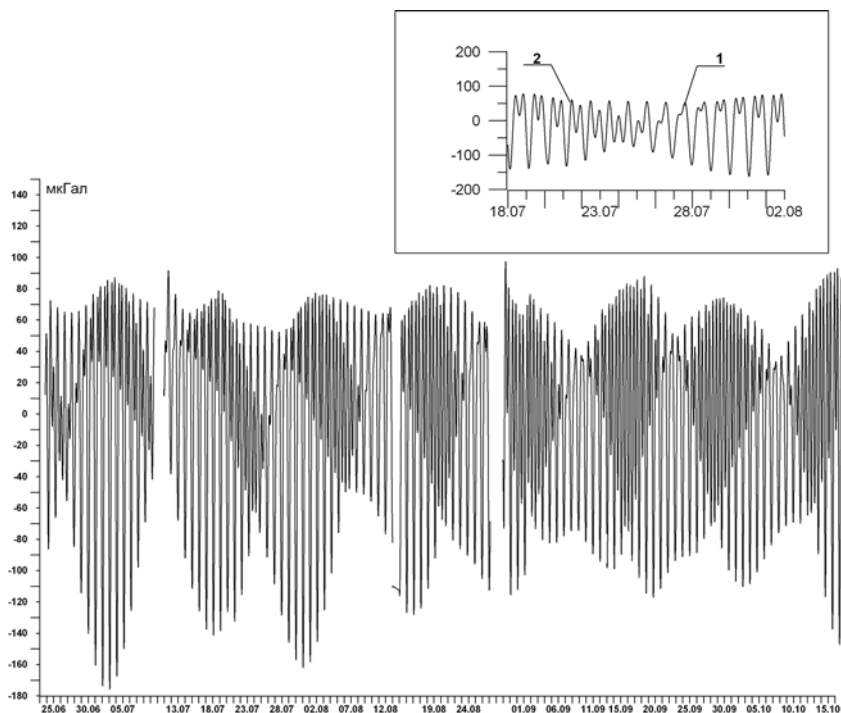


Рисунок 1. Приливные вариации силы тяжести с 22.06.2012 до 7.11.2012 г.  
На врезке: 1) суточные волны, 2) полусуточные волны.

Для выявления скрытых периодичностей были рассчитаны спектры Фурье, как наблюдаемых вариаций силы тяжести, так и, для контроля, теоретической приливной кривой (рис. 2). Как видно из рисунка, расхождение амплитуд наблюдаемых и теоретических волн в значимой (с высоким отношением сигнал/шум) части спектра минимальные, наибольшие расхождения отмечаются в области длиннопериодных волн, где для уверенного их выделения не хватает продолжительности записи.

Ниже приведены спектры за предыдущие годы наблюдений 2010–2011 гг. совместно со спектром 2012 г.

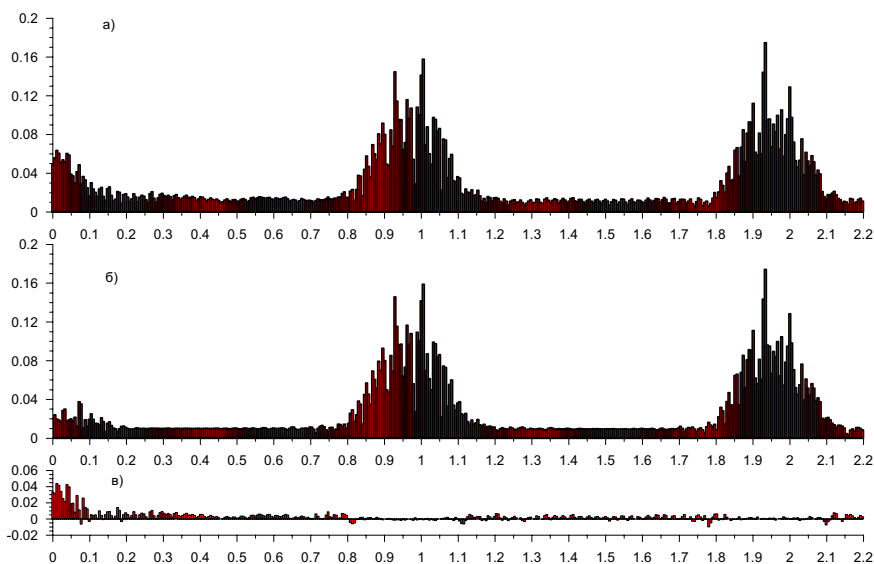


Рисунок 2. Спектры вариаций силы тяжести, полученные в 2012 г.:  
а) наблюдаемый, б) теоретический, в) разность наблюдаемых и теоретических амплитуд.

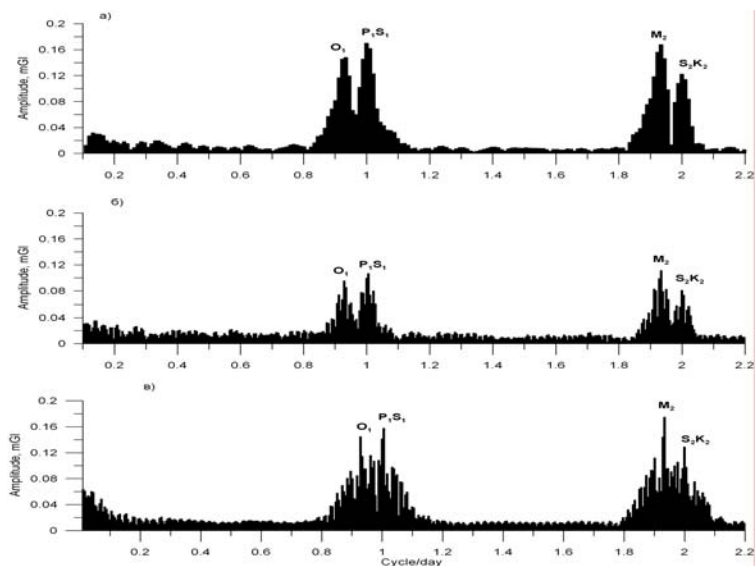


Рисунок 3. Спектры приливных вариаций силы тяжести полученные:  
а) в 2010 г., б) в 2011 г., в) в 2012 г.

Таблица. Главные приливные параметры

| <i>Волна</i>   | <i>Амплитуда</i> | <i><math>\delta</math>-фактор</i> | <i>Ст. откл.</i> | <i>задержка фаз, <math>\alpha</math></i> | <i>Ст. откл.</i> |
|----------------|------------------|-----------------------------------|------------------|------------------------------------------|------------------|
| <b>2010 г.</b> |                  |                                   |                  |                                          |                  |
| <b>O1</b>      | 352,261          | 1,138                             | $\pm 0,0117$     | -0,375                                   | $\pm 0,587$      |
| <b>P1S1</b>    | 502,306          | 1,154                             | $\pm 0,0083$     | 0,439                                    | $\pm 0,412$      |
| <b>M2</b>      | 458,529          | 1,126                             | $\pm 0,0085$     | -0,074                                   | $\pm 0,431$      |
| <b>S2K2</b>    | 214,574          | 1,133                             | $\pm 0,0182$     | -2,070                                   | $\pm 0,921$      |
| <b>2011 г.</b> |                  |                                   |                  |                                          |                  |
| <b>O1</b>      | 300.948          | 0,972                             | $\pm 0.034$      | 0.936                                    | $\pm 2.003$      |
| <b>P1S1</b>    | 423.295          | 0,972                             | $\pm 0.024$      | 0.702                                    | $\pm 1.424$      |
| <b>M2</b>      | 392.322          | 0,970                             | $\pm 0.009$      | -0,719                                   | $\pm 0.540$      |
| <b>S2K2</b>    | 183.425          | 0,975                             | $\pm 0.0197$     | -1,296                                   | $\pm 1.156$      |
| <b>2012 г.</b> |                  |                                   |                  |                                          |                  |
| <b>O1</b>      | 350,266          | 1,132                             | $\pm 0,0072$     | -0,338                                   | $\pm 0,365$      |
| <b>P1S1</b>    | 483,998          | 1,112                             | $\pm 0,0051$     | -0,171                                   | $\pm 0,264$      |
| <b>M2</b>      | 463,170          | 1,137                             | $\pm 0,0065$     | 0,607                                    | $\pm 0,328$      |
| <b>S2K2</b>    | 216,390          | 1,142                             | $\pm 0,014$      | 0,325                                    | $\pm 0,702$      |

Спектр 2011 г. отличается малой амплитудой главных приливных волн  $O_1$  и  $M_2$ , что возможно связано с инструментальной ошибкой гравиметра (сбился калибровочный коэффициент). Спектры 2010 и 2012 гг. имеют сходную амплитуду, кроме того, в спектре 2012 г. кроме главных приливных волн, выделены второстепенные волны малых амплитуд.

Для расчета главных приливных параметров  $\delta$ -фактора и задержки фазы  $\alpha$  [1], использовался пакет программы ETERNA. Результаты расчета приведены в таблице, совместно с приливными параметрами 2010 и 2011 гг. Из таблицы видно, что  $\delta$ -фактор 2010 и 2012 гг., а также амплитуды главных приливных волн имеют близкие значения, в то время как в 2011 г. эти параметры были занижены, что связано с инструментальной ошибкой гравиметра. Задержки фаз во всех случаях близки к теоретическим. Долгопериодные волны ни в одном из расчетов выделены не были.

Сравнивая приливные параметры 2010 и 2012 гг. можно сказать, что в данной точке наблюдения главная приливная волна  $O_1$  имеет более постоянный характер и помехозащищенность. Дальнейший мониторинг может подтвердить или опровергнуть этот вывод.

Помимо мониторинга приливных вариаций силы тяжести на указанном пункте выполнялись эпизодические измерения абсолютных значений ускорения силы тяжести с использованием абсолютного баллистического лазерного гравиметра ГАБЛ, разработанного в Институте автоматики и электрометрии СО РАН. За период с октября 2010 г. по август 2011 г. значения си-

лы тяжести изменились на 5.1 мкГал. В этот же период произошло катастрофическое землетрясение в Японии (Тохоку землетрясение, 11 марта 2011 г.). Указанное событие, возможно, стало причиной такого изменения силы тяжести. Можно предполагать, что последнее связано с опусканием земной коры на 17 мм [2].

## **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Мельхиор П., Земные приливы. Изд-во «Мир», Москва, 1968, 483 с.
2. Timofeev V., Kulinich R., Valitov M. et al. Coseismic Effects of the 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake Measured at Far East Russia Continental Coast by Gravity and GPS Methods // International Journal of Geosciences. 2013. V. 4 № 2. P. 362–370.

Tidal variations in the gravitational field have been studied in the south of the Russian Far East to the gravitational point "Cape Schultz" The basic components of the tidal gravitational field of the Earth are obtained.

**Руднев В.И., Евсюков Ю.Д.**

(Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик, e-mail: evsgeol@rambler.ru)

## **Оползневые тела на материковом склоне Черного моря**

**Rudnev V.I., Evsyukov Yu.D.**

(Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik)

## **Landslide formations on a continental slope of Black Sea**

На протяжении последних десяти лет Южным отделением Института океанологии (ЮО ИО РАН) в Российском секторе Черного моря выполнялись комплексные геолого-геофизические исследования материковой окраины бассейна. Практически показано, что в записях эхолотного промера помимо материалов о рельефе дна можно получать данные о слоистости верхнечетвертичных отложений [1] и оползневых телах [2].

На фоне хорошо изученных площадей в районах Таманского шельфа, Геленджика и Архипо-Осиповки [3–5], оставался слабо изученный участок материковой окраины. В этой связи между поселками Дивноморское и Бетта были выполнены детальные исследования рельефа дна на полигоне с размерами сторон 21х33 км. На основе полученного материала подробно рассмотрена морфология указанного района и данные о строении и характере распространения оползневых тел материкового склона.

Эхолотная съемка выполнена по системе взаимно пересекающихся галсов (рис. 1). Протяженность промера составила немногим более 1100 км.

Рельеф дна исследовался судовым эхолотом “F–840”, фирмы “Japan Marine” с точностью определения глубин 0,5%. Прибор обеспечен широким набором диапазонов и пятью скоростями протяжки эхолотной ленты, что представляет хорошие возможности для подробного исследования малоамплитудных форм рельефа дна. Определение координат судна выполнялось спутниковой навигационной системой “GPS–120XL”, фирмы “Garmin” с точностью измерений  $\pm 10$  м.

Рассматриваемый участок акватории примыкает к Западно-Кавказской горно-складчатой области. Она является составной частью мегантиклинория Большого Кавказа, который отличается неотектонической активностью с разными знаками движения земной коры [6]. Здесь прослеживаются субширотные и мелкие субмеридиональные горные гряды и хребты. Резкая контрастность рельефа суши подчеркивается густой сетью рек небольшой протяженности, между которыми располагаются мелкие горы с отметками вершин 370–420 м. Многие из них находятся от берега на расстоянии одного километра. Как в зоне крутого берега, так и на склонах субмеридиональных гряд, сопряженных с руслами рек, во множестве встречаются оползни.

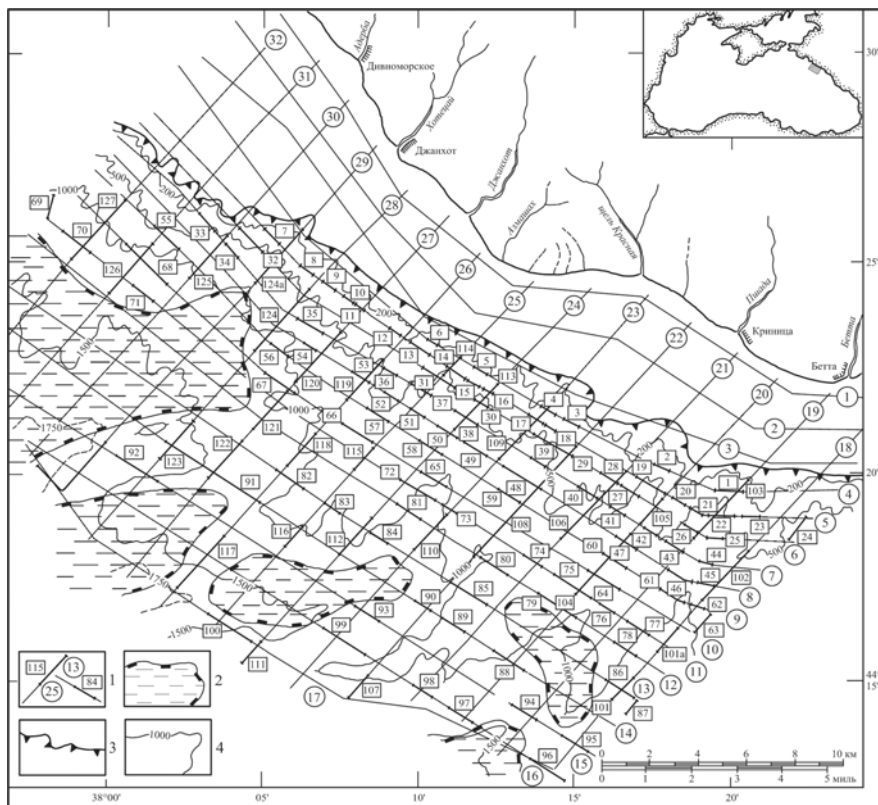


Рисунок 1. Карта расположения профилей эхолотного промера и распространения оползневых тел на материковом склоне между поселками Дивноморское–Бетта. 1 – эхолотные профили (цифры в кружочках) и положение оползневых тел (цифры в квадратах); 2 – ареалы полного отсутствия оползневых тел; 3 – бровка шельфа; 4 – изобаты. В правом верхнем углу – расположение района исследований.

Проблема образования оползней занимает исследователей давно. Еще в 1930 г. А.Л. Архангельским [7] при изучении материкового склона Черного моря было определено, что углы наклона дна в  $2\text{--}2.5^\circ$  вполне достаточны для того, чтобы толща накопившегося осадка пришла в движение и начала сползать вниз по склону. По мере накопления отложений сила тяжести может превысить силы внутреннего сцепления, действующие между частицами грунта. В таких случаях происходит отрыв и оползание больших масс осадков, которые, в силу инерции, могут достигать не только подножия материкового склона, но и проникнуть в пределы субабиссальной части бассейна. Обнаженность верхней части материкового склона также связывается

авторами исследований с подводными оползнями. Последние обуславливают формирование серии террас на склонах подводных долин и каньонов [7, 8]. Известно также, что отдельные морфоструктуры представляют собой оползневые блоки сложного строения [5].

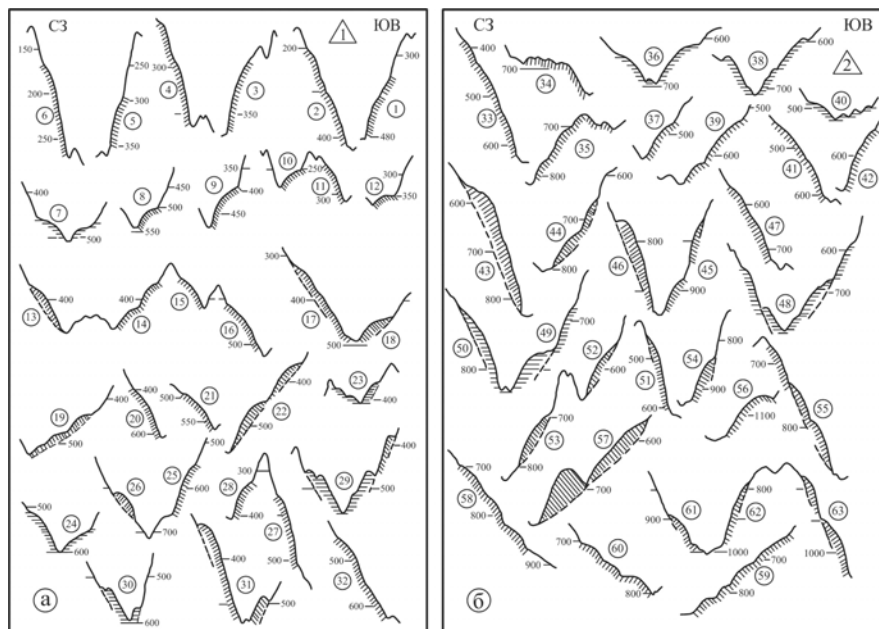


Рисунок 2. Фрагменты профилей рельефа дна с записями оползневых тел (показаны штриховкой)

Эхолотные записи оползневых тел можно идентифицировать с материалами комплексных геолого-геофизических исследований выполненных на участке Бетта–Джубга. В этом районе на сейсмических разрезах крупные оползневые блоки осадочных образований, оторвавшиеся от своих оснований и переместившиеся на небольшие расстояния, сохраняют внутреннюю слоистую структуру. Однако оползневые блоки, достигающие подножия материкового склона, при своем движении дробятся на части [5]. Сложно построенный, резко расчлененный рельеф материкового склона осложнен многими долинами и каньонами. Практически повсеместно борта последних отмечены оползневыми телами (рис. 2). Важность данной работы заключается в том, что, во-первых, изучение этих процессов рассмотрено в пределах слабо изученной площади, во-вторых, выявленные оползневые тела зафиксированы в записях эхолотного промера. Такая практика была оп-

робована ранее при изучении детального строения рельефа дна на полигонах вблизи Геленджика [4] и на Таманском шельфе [3].

Обнаруженное разнообразие и неоднородность оползневых образований можно рассматривать в рамках нескольких условных групп, например, оползни склоновые и подножий, русловые и структурные. В докладе анализируются продольные (относительно берега) и поперечные профили рельефа дна. Основными элементами их морфологии являются субмеридиональные гряды, которые своими подножиями сопряжены с тальвегами долин и каньонов.

*Оползни склоновые* наиболее распространены в пределах рассматриваемой площади. Их верхние и нижние кромки располагаются в диапазоне глубин от 170–300 до 500–700 м (рис. 2а, фр. 1–6, 33, 47 и др.). Обращает на себя внимание то, что западные склоны гряд перекрыты оползнями на существенно большем (по высоте склона) расстоянии (фр. 2, 4, 6), чем восточные (фр. 1, 3, 5). Вероятно, здесь существенную роль могут играть течения, которые в данном районе имеют основное направление вдоль берега с востока на запад. Предполагается, что эти образования сложены рыхлыми осадками, сход которых к подножиям склонов может быть спровоцирован даже незначительными сейсмотектоническими процессами.

*Оползни подножий.* К этой группе относятся оползни, которые были смещены к подножиям гряд и нижними кромками достигли тальвегов долин и каньонов (рис. 2а, фр. 8–12). По характеру записи на эхолотных лентах можно предположить, что оползни этой группы сформированы как рыхлыми, так и уплотненными осадочными образованиями.

*Оползни русловые.* Под воздействием гравитационных или сейсмотектонических процессов оползневые тела достигают подножий гряд. В таких случаях в руслах долин формируются своеобразные “плотины”, которые сдерживают проникновение суспензионных потоков к подножию материкового склона. Эти потоки являются практически постоянно действующими. Со временем они прорезают тела “плотин”, образуя узкие врезы, глубина которых может достигать 15–20 м и более (рис. 2, фр. 18, 23, 30). Мощности таких образований могут достигать 50–60 м и более.

*Оползни структурные.* Эта разновидность оползней встречается на различных батиметрических уровнях материкового склона (рис. 2б). Их образование, по-видимому, обусловлено молодыми сбросами. Под воздействием последних в верхней части материкового склона (ниже бровки шельфа) сформировались крутые уступы (высота 100–150 м) и расчлененные ступени (ширина до 300 м).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евсюков Ю.Д. Новые данные о рельефе дна и отложениях на шельфе и континентальном склоне западной части Черного моря, полученные в записях эхолотного промера // Геоморфология. 2007. № 1. С. 51–63.

2. Евсюков Ю.Д. Подводные оползни верхней части материкового склона Черного моря (между поселками Дивноморское–Бетта) // Наука Кубани. 2008. № 3. С. 52–56.
3. Евсюков Ю.Д. Геоморфологическая характеристика и история развития притаманской материковой окраины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2007. № 2. С. 86–97.
4. Евсюков Ю.Д. Геоморфология материковой окраины северо-востока Черного моря // Известия РАН. Сер. географич. 2005. № 5. С. 84–90.
5. Шимкус К.М., Москаленко В.Н., Евсюков Ю.Д. и др. О роли неотектоники, оползневых и эрозионно-аккумулятивных процессов северо-восточной части Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 402–417.
6. Благоволин Н.С. Современные вертикальные движения земной коры // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 35–45.
7. Архангельский А.Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления // Бюлл. МОИП. Отд. геологич. 1930. Т. 8. № 1–2. С. 3–14.
8. Леонтьев О.К. Краткий курс морской геологии. М.: Изд-во МГУ, 1963. 464 с.

On materials of the echo sounder record on range Divnomorsky – Betta obtained data about a bottom relief and landslide formations. Displaying over 120 interpreted landslides, which are characterized by diversity and heterogeneity of the structure. There are four types of them: slope and foothills, channel and structural.

**Рукавишникова Д.Д.<sup>1</sup>, Прокудин В.Г.<sup>2</sup>, Суховеев Е.Н.<sup>2</sup>,  
Дозорова К.А.<sup>1</sup>, Баранов Б.В.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: drukavishnikova@gmail.com; <sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток)

**Современные условия осадконакопления в центральной части Татарского трога (Японское море) по данным высококоразрешающего сейсмоакустического профилирования  
Rukavishnikova D.D.<sup>1</sup>, Prokudin V.G.<sup>2</sup>, Sukhoveev E.N.<sup>2</sup>,  
Dozorova K.A.<sup>1</sup>, Baranov B.V.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Modern depositional environments in the central part of the Tatarsky through (Sea of Japan) according to high-frequency seismoacoustic profiling data**

Летом 2012 г. в Татарском проливе проводились исследования в рамках международного проекта «Газогидраты Сахалинского склона» (59-ый рейс нис «Академик М.А. Лаврентьев») [1]. В рельефе дна пролив соответствует одноименному трог, глубина осевой части которого в пределах исследованного района постепенно увеличивается от 425 до 1075 м. Трог имеет рифтовую природу и заполнен осадками, мощность которых достигает 8 км [2]. В 59-м рейсе нис «Академик М.А. Лаврентьев» было изучено строение самой верхней части осадочного чехла трога. Для этого была проведена сейсмоакустическая съемка с использованием профилографа GeoPulse с частотой 3.5 кГц. Общая протяженность профилей в районе между 46°00'с.ш. и 48°40'с.ш. составила 1273 км, проникновение в осадочный чехол достигало 100 мсек при разрешении 2 мсек.

Анализ полученных данных с использованием классификации из работы [3] позволил выделить несколько типов сейсмофаций, отличающихся друг от друга по форме и конфигурации донного отражения и отражений разреза и составить карту их распределения. Известно, что сейсмические фации соответствуют конкретным обстановкам осадконакопления (например, [3]; [4]). Поэтому анализ распределения типов сейсмофаций в центральной части Татарского трога позволяет оценить влияние тех или иных гидродинамических режимов на характер осадконакопления в пределах исследованного района. Таким образом, проведенные исследования показали, что на дне Татарского пролива существуют условия для формирования нескольких принципиально различных динамических обстановок осадконакопления. Так, на восточном шельфе и склоне осаждение происходит при небольших скоростях движения воды в придонном слое, а на западном склоне наблюдается подводная эрозия, обусловленная высокими скоростями движения воды, что

указывает на наличие в данном районе придонных течений. Центральная же часть трога характеризуется отложением больших объемов осадочного материала, переносимого постоянно действующим контурным течением и турбидитными потоками с формированием характерных форм микрорельефа – намывных валов и осадочных волн.

В Татарском проливе известны только два устойчивых течения [5, 6]. Одно из них, пограничное течение Шренка, проходит с севера на юг вдоль склона Приморья. Другим устойчивым течением является Западно-Сахалинское пограничное течение, которое следует в южном направлении вдоль берегового склона о. Сахалин. Полученные нами данные дают основание полагать, что только течение Шренка распространяется до дна трога и приводит к эрозии и переносу осадочного материала. Западно-Сахалинское пограничное течение, если и распространяется до дна, то, очевидно, имеет очень низкую скорость, поскольку не оказывает влияния на процесс осадконакопления.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2012, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 59, Korea Polar Research Institute. Y.K. Jin, H. Shoji, A. Obzhirov, B. Baranov. 2013. 163 p.
2. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 275 с.
3. Damuth J.E. Use of high-frequency (3.5–12 khz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review // Marine Geology. 1980. V. 38. P. 51–75.
4. Lee S.H., Chough S.K. High-resolution ( $2\pm 7$  kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the South Korea Plateau, East Sea // Sedimentology. 2001. V. 48. P. 629–644.
5. Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток, ДВО АН СССР, 1991. 174 с.
6. Дубина В.А., Файман П.А., Жабин И.А. и др. Течения Охотского моря по спутниковым данным и результатам численного моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. № 9 (1). С. 206–212.

Detailed analysis of high-frequency seismic data in the Tatar Basin central area reveal the distribution of several zones with different depositional environments. Formation of zones is controlled by a high-speed stable contour current and turbidity flows and includes distinctive micro-relief forms: drift levees and sedimentary waves.

**Рябчук Д.В.<sup>1</sup>, Сергеев А.Ю.<sup>1</sup>, Жамойда В.А.<sup>1</sup>, Амантов А.В.<sup>1</sup>,  
Гусенцова Т.М.<sup>2</sup>, Кулькова М.А.<sup>3</sup>, Сорокин П.Е.<sup>2</sup>,  
Герасимов Д.В.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, [Daria\\_Ryabchuk@mail.ru](mailto:Daria_Ryabchuk@mail.ru), <sup>2</sup>Северо-Западный институт природного и культурного наследия, <sup>3</sup>Российский государственный педагогический Университет им. А.И. Герцена; <sup>4</sup>Музей антропологии и этнографии им. Петра Великого)

## **Развитие береговых систем восточной части Финского залива в позднем голоцене**

**Ryabchuk D.V.<sup>1</sup>, Sergeev A.Yu.<sup>1</sup>, Zhamoida V.A.<sup>1</sup>,  
Amantov A.V.<sup>1</sup>, Gusentsova T.M.<sup>2</sup>, Kulkova M.A.<sup>3</sup>,  
Sorokin P.E.<sup>2</sup>, Gerasimov D.V.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological research Institute (VSEGEI), St.Petersburg, <sup>2</sup>North-West Institute of Natural and Cultural Heritage, <sup>3</sup>Herzen State University, <sup>4</sup>Peter the Great Institute of Anthropology and Ethnography)

## **Development of the Eastern Gulf of Finland coastal systems during Holocene**

Несмотря на более чем столетний период геолого-геоморфологических исследований и значительный объем накопленных данных, многие вопросы послеледниковой истории Финского залива остаются дискуссионными. Большой интерес представляет, в частности, исследование механизма возникновения, эволюции и отмирания крупных аккумулятивных форм (баров, пересыпей, кос) и связанных с ними лагун, характерных для литоринового этапа развития восточной части Финского залива и расположенных в настоящее время в пределах суши (на гипсометрических отметках от 0 до +10 м), а также подводных террас, сформированных на современных батиметрических уровнях от –20 до –2 м. Неясными остаются представления о минимальных уровнях моря в ходе регрессивных фаз. Наибольший недостаток фактического материала для достоверных палеореконструкций характеризует последний (последелиториновый) этап геологической истории региона.

К настоящему времени не вызывают разногласий последовательность и время трансгрессивно-регрессивных циклов предАнцилового – Литоринового времени (11700–5000 кал.ВР), а также реконструированные по геоморфологическим признакам максимальные уровни трансгрессий этого периода [1, 2]. В то же время, выявленное в ходе морских геологических исследований последнего десятилетия широкое развитие в восточной части Финского залива полигенетических подводных террас на глубинах от –20 до –2 м, наличие эрозионных горизонтов между несогласно залегающими ледниково-озерными отложениями верхнего неоплейстоцена и голоценовыми осадка-

ми, а также перерывы в осадконакоплении на границах между анциловыми и литориновыми отложениями, указывают на более низкие, чем предполагалось ранее, уровни воды при регрессиях. Отложения времени преданциловой регрессии (11700–10700 кал. ВР) на суше выражены прослоями торфов на абс. высоте –6.5 м и –10 м в пределах современного Санкт-Петербурга и от –6 до –10 м в районе Лахтинского разлива. Западнее торфяные прослои этого времени установлены на абс. отметках выше уровня моря (0 м в Сестрорецке, 1 м в разрезе Черная Речка. Однако анализ материалов морских геологических исследований позволяет предположить значительно большую амплитуду регрессии, которая достаточно уверенно фиксируется уровнями **абразионных** подводных террас, выработанных в ледниково-озерных отложениях. Абразионные террасы прослежены вдоль северного берега Финского залива и по периферии островов. Бровки террас располагаются в настоящее время на глубинах от –16–17 м (остров Сескар, район м. Флотский – м. Песчаный) до –14–12 м (м. Лаутаранта – пос. Репино). По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования и бурения, на подводном береговом склоне в районе Сестрорецка прослеживается врез палеореки глубиной 12–15 м, продолжающий долину р.Сестры. Борта речной палеодолины сложены ледниковыми и ледниково-озерными отложениями, русло заполнено хорошо сортированными песками.

Анциловая трансгрессия (10700–9800 кал. ВР) в районе Нарвско-Лужского междуречья достигала уровня +13 м [2], +10+11 м у Черной речки, +10 м в Сестрорецке и в районе пос.Большая Ижора. Анциловое озеро покрывало западную часть современного Санкт-Петербурга, через пролив в северо-западной части Карельского перешейка соединялось с нынешним Ладожским озером [3].

Следующий регрессивный этап (максимум регрессии 8800–8500 кал. ВР) по данным сухопутных исследований маркируется минимальными гипсометрическими уровнями +2 м в Лужско-Нарвском междуречье [2], +4.5 м на Карельском перешейке [1], от 0 до –2 м на территории Санкт-Петербурга [4]. Регрессию ниже современного уровня моря предполагали К.К.Марков (1931) (торф в Лахтинской низине, асб. отм. –2.4 м) и С.А.Яковлев (1935) (торф в Кронштадте, асб.отм. –6 м).

Подводные террасы литоринового времени относятся к **аккумулятивному** типу. Механизм их формирования более сложен, чем в случае абразионных террас – по современным представлениям аккумулятивные террасы могут формироваться, как за счет наращивания аккумулятивного тела вблизи береговой линии при медленном относительном поднятии, так и при аккумуляции материала около внешнего края террасы (ниже глубин активного волнового воздействия) за счет размыва берега и накопившихся ранее песчаных отложений подводного берегового склона. Таким образом, положение бровки аккумулятивной террасы не может быть однозначным индикатором уровня воды в момент ее формирования.

Время начала формирования аккумулятивных подводных террас достаточно однозначно определяется по их залеганию на анциловых отложениях. Подножье нижней аккумулятивной террасы в районе пос. Большая Ижора расположено на глубине –10 м, поверхность террасы – на глубине –6–4 м. При этом поверхность (площадка) террасы прорезана палеодолиной реки, современным аналогом которой является р. Черная (Большая Ижора). Обращает на себя внимание, что в теле аккумулятивной террасы, расположенной батиметрически выше, палеодолина не прослеживается. Сохранившаяся в рельефе палеодолина является индикатором наличия субаэрального этапа ее развития в геологическом прошлом. В этом случае гипотетическим уровнем регрессии водоема может быть глубина –7–8 м.

При таком подходе амплитуда последующей литориновой трансгрессии существенно превосходит оценки, принятые для восточной части Финского залива (6–10 м), однако не противоречит данным, полученным для других районов Балтийского моря (15–17 м).

Литориновая трансгрессия, максимальная фаза которой для восточной части Финского залива приходится на период от 7600 кал. ВР [1] до 7200 кал. ВР [2], сформировала в восточной части Финского залива ряд открытых заливов, приуроченных к понижениям в рельефе поверхности морены (в том числе, в районе Сестрорецкой низины, Лахтинской низины, на территории центральной части современного Санкт-Петербурга, в Нарвско-Лужском междуречье). Поднятия, сложенные ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, образовывали многочисленные острова и полуострова. Важно отметить, что широко развитые в регионе ледниковые и, особенно, водно-ледниковые образования (озы, камы, песчаные фации ледниково-озерных отложений) при размыве становились источником песчаного материала для формирования крупных аккумулятивных тел.

Уступ максимальной литориновой трансгрессии образует абразионную дугу длиной 23 км от современного устья р. Черной до р. Сестры. В западной части (от устья р. Черная до пос. Репино) ширина ограниченной им террасы минимальна (0,4 км), в районе Сестрорецкой и Лахтинской низин терраса резко расширяется, абразионный уступ, переходящий местами в береговые валы, располагается на расстоянии более 2,5 км от современной береговой линии. Крутизна уступа 10–25°. Уступ выработан в песчаных ледниково-озерных отложениях, в районе пос. Серово он достигает максимальной высоты (35 м).

Скорости и характер последовавшей регрессии (7600 (7300) кал. ВР – 5400 ВР) несколько различаются по данным исследований разных районов побережья Финского залива. Основной особенностью лито- и морфодинамики этого этапа палеогеографического развития было формирование в рассматриваемых микрорегионах крупных аккумулятивных тел и частично связанных с морем лагунных систем.

Минимальный уровень моря на этом этапе развития по данным геоар-

хеологических исследований Охтинского мыса фиксируется около 5400 кал. ВР. На рассматриваемом участке происходило обмеление залива и формирование системы мелководных речных проток. Территория Сестрорецкого и Лахтинского микрорегионов представляла собой в это время заболоченные низины. Оценить амплитуду этой регрессии в настоящее время достаточно сложно. Можно предполагать, что к этому периоду относится первый этап образования Сестрорецких дюн.

Как уже упоминалось, последние 5000 кал.л. геологической истории региона относятся к наименее однозначно трактуемым в научной литературе. С.А. Яковлев (1925) на основе анализа разрезов в Лахтинской низине и в районе южного берега залива предполагал, что после литориновой трансгрессии уровень моря сначала снизился, затем вновь значительно повысился (так называемая Древнебалтийская трансгрессия), после чего вновь понизился. Однако к 1980-м годам наибольшую поддержку получила концепция постепенной (ступенчатой) регрессии моря, в ходе которой формировались террасы выше современного уровня моря, со времени максимальной Литориновой трансгрессии [4]. Данная концепция, однако, входит в противоречие с результатами исследований последнего десятилетия. Результаты геоархеологических исследований памятника Охта-1 указывают на повышение уровня моря (5100–4900 кал. ВР) до абс. отметок рельефа +4 м в пределах современного Санкт-Петербурга, что должно соответствовать высотам +5 м в районе Лахты и +6 м в районе Сестрорецка.

Следующим репером палеогеографического развития региона является завершающая стадия формирования подводных аккумулятивных террас. Данные исследований подводных террас и результаты моделирования условий их образования показывают, что уровень моря к 3000 кал. ВР снизился (в районах Сестрорецка и Большой Ижоры до уровня современных глубин – 5 м). Верхняя часть геологического разреза террас северного берега залива образует две четкие последовательности – регрессивный цикл (от мелко-тонкозернистых к среднезернистым пескам, завершающийся прослоем гравийного песка), по результатам палинологического анализа отнесенный Т.В. Сапелко к суббореалу и верхний горизонт (средне-мелкозернистые пески), сформировавшиеся в субатлантическом периоде. Следует отметить, что к этому периоду исчерпал себя эффект эвстатического поднятия уровня океана. В то же время скорость гляциоизостатического поднятия в регионе оставалась по нашим оценкам достаточно высокой – от 3.4 мм/год до 4.4 мм/год (с временным изменением геоида) (от 2.6 мм/год до 3.7 мм/год около 3000 кал.ВР).

Падение уровня воды привело к осушению обширных песчаных поверхностей сформированных ранее аккумулятивных тел и способствовало развитию эоловых процессов, которые привели к формированию дюн. Основным трендом заключительного этапа палеогеографического развития должно было стать постепенное повышение уровня моря до современного. Судя

по датировкам лагунных илов в районе Большой Ижоры, на протяжении последних 2000 лет (1998–2330 кал. ВР) уровень моря был близок к современному. Начиная с этого времени шло образование кос и валов в результате пополнения вдольберегового потока наносов за счет вовлечения в него продуктов абразии берега к западу от пос. Лебяжье. В закрытых локальных лагунах между косами создавались условия для накопления органогенных илов. На георадарных записях хорошо видно последовательное накопление песчаных прослоев, наращивающих песчаные холмы вдоль действующего в то время потока наносов с северо-запада на юго-восток. В течение времени под действием как морских, так и эоловых факторов происходило слияние мелких разрозненных кос в крупные песчаные валы.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-05-01121 и 12-05-31196.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Miettinen A., Savelieva L., Subetto D.A. et al. Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Litorina Sea stage of the Baltic Sea history // *Boreas*. 2007. V. 36. P. 441–458.
2. Rosentau A., Muru M., Kriiska A. et al. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland // *Boreas*. 2013. 10.1111/bor.12004. ISSN 0300-9483.
3. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: 2009. 339 с.
4. Путеводитель экскурсий А-15, С-15. Ленинград и Ленинградская область. XI Конгресс ИНКВА / Ред. И.И. Краснов, Е.П. Заррина. М.: ВИНТИ, 1982. 49 с.

Recent studies allowed to receive new data and develop a hypothesis of the paleogeographical development and to discover some features of coastal systems forming. GIS-based modeling of the Holocene shorelines for the different time slices can be useful for future archeological research. Series of submarine terraces were found in the gulf bottom (sea depths from –20 to –2 m). The analysis of marine geological data (submarine terraces) and distribution of archeological monuments can be explained by possible rising of relative sea-level around of the Gulf of Finland 5000 BP and regression around 3000 BP.

**Семендуев М.М.**

(ОАО «Краснодарнефтегеофизика», Краснодар, [geophysics@kngf.info](mailto:geophysics@kngf.info))

**Малый океанический бассейн Прототетиса на южной окраине Восточно-Европейской платформы (на основе магнитометрических данных)**

**Semenduev M.M.**

(JSC «Krasnodarneftegeofizika», Krasnodar)

**Prototethys small ocean basin on the southern edge of the East European platform (based on magnetic data)**

История развития западной части Средиземноморского пояса характеризуется возникновением, эволюцией и исчезновением нескольких последовательно сменявшихся океанических бассейнов Тетиса: Прототетиса, Палеотетиса, Мезотетиса и Неотетиса. Прототетис зародился в позднем рифее, основная фаза развития относится к венду, раннему и среднему кембрию; закрытие Протетиса произошло в позднем кембрии в результате тектонического скупивания континентальных масс, что привело к формированию байкальской складчатости.

Предполагается, что Прототетис не представлял собой единого обширного океанического пространства, наподобие современного Атлантического океана, а состоял из серии обособленных небольших глубоководных впадин, которые разделялись мелководными участками и островными дугами.

Рассматриваемый нами участок Северного Предкавказья (рис.), включающий населенные пункты Егорлыкская – Сальск – Ладовская Балка – Новопокровская принято относить к окраинному морю Прототетиса, основной бассейн которого располагался в южной части Большого Кавказа или в Закавказье [1].

В то же время, анализ структуры магнитного поля Егорлыкско-Новопокровского участка позволяет предположить о существовании небольших участков с океанической картой и в Северном Предкавказье. Действительно, в районе населенных пунктов Новопокровская, Привольное, Ладовская Балка фиксируется региональный магнитный максимум средней и высокой интенсивности сложной структуры. Здесь намечаются две оси максимумов (палеорифтовые зоны): одна – по линии Новопокровская – Привольное – Красногвардейское, а другая, более южная – по линии Ладовская Балка – Птичьё. В целом в этом районе предполагается образование раздвигового бассейна изометричной формы (спрединг позднерифейского возраста).

Новопокровско-Привольненский магнитный максимум с севера обрамляется достаточно однородной полосой отрицательных аномалий средней интенсивности. Магнитный минимум наблюдается восточнее станицы Незамаевской и проходит в субширотном направлении через станицу Песча-

нокопскую и Красную Поляну. По структурному рисунку изолиний магнитного поля Песчанокопско-Краснополянский региональный минимум напoминает островную дугу, находящуюся в геодинамическом взаимодействии с Новопокровско-Привольненским малым океаническим бассейном. Отчетливо фиксируется зона столкновения (сжатие) земной коры микроокеанического бассейна с земной корой палеоостровной дуги, что фиксируется узкой полосой повышенных горизонтальных градиентов магнитного поля.

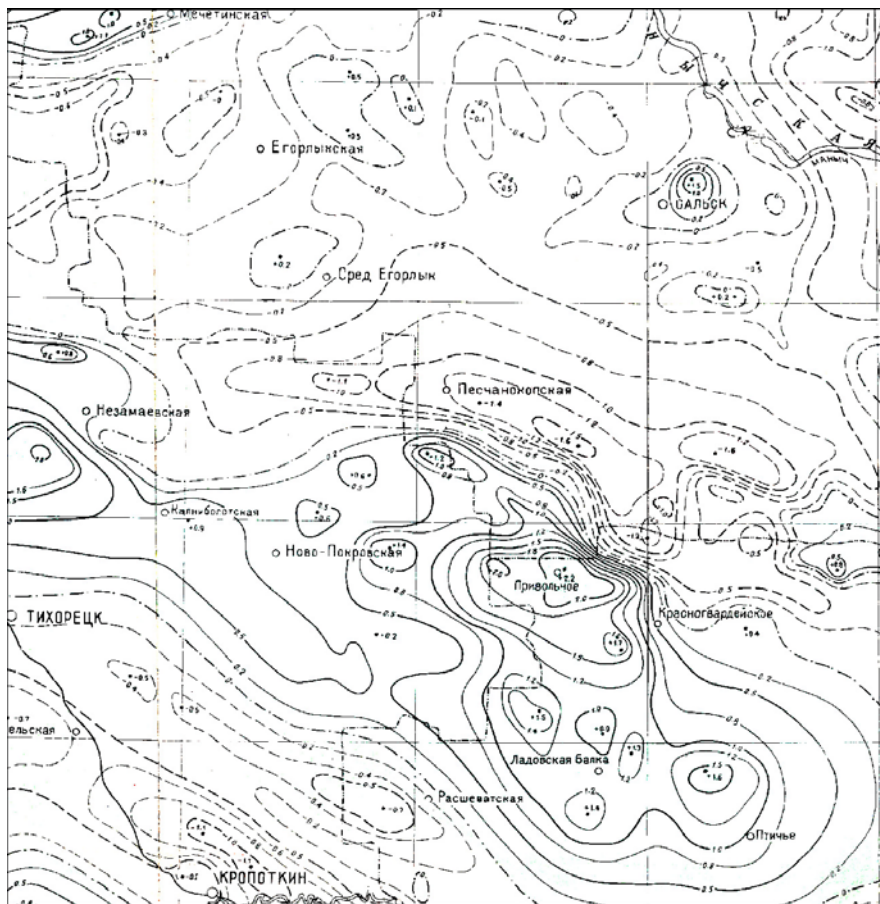


Рисунок. Схема магнитного поля Егорлыкско-Новопокровского района

Таким образом, геодинамический анализ магнитного поля позволяет, по нашему мнению, раскрывать особенности палеогеодинамики современных платформенных областей, дополняя в определенной мере, историю раз-

вития древних океанов, получаемую по данным изучения офиолитовых комплексов горно-складчатых областей, подобно Большому Кавказу.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В. Палеогеодинамика Черноморско-Каспийского региона // Геологический вестник КубГУ. 2009. № 1. С. 4–13.

On the basis of magnetic data attempted to highlight in the Northern Pre-Caucasus small ocean basin Prototethys and framing in from the north of the island-arc system Late Riphean age. It is concluded that the geodynamic analysis of the magnetic field makes it possible to supplement the history of the ancient oceans, which is traditionally studied by analysis of ophiolite complexes mining and folded regions.

**Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин Е.В.**

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

## **Расчёт параметров цифровой модели земной коры Охотоморского региона**

**Senachin V.N., Veselov O.V., Semakin V.P., Kochergin E.V.**

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

## **Calculation of parameters of the digital model of the Earth crust of Okhotsk Sea Region**

Охотское море является частью активного Азиатско-Тихоокеанского пояса, характеризующегося высокой сейсмичностью и активной вулканической деятельностью, что приводит к катастрофам глобального масштаба. По этой причине, на изучение активных окраин, включая Охотоморский сектор, уделяется много сил и средств как в России, так и за рубежом.

Использование современных компьютерных технологий в обработке геофизических данных, полученных в советский период, позволяют более глубоко изучить свойства геологических объектов, выявить их связи и взаимоотношения, и рассчитать модель глубинного строения. Однако, все эти данные представлены, как правило в аналоговом виде – в виде графиков на бумажном носителе, что значительно ограничивает возможности их количественной обработки и интерпретации. Поэтому, прежде чем использовать эти данные в компьютерной обработке в комплексе с другими данными, их нужно привести к единому цифровому виду.

В Институте морской геологии и геофизики в 2004–2006 гг. была проведена большая работа по проекту «Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря» [1], в результате выполнения которого был собран и обработан весь геолого-геофизический материал по строению данного региона. В настоящее время ведётся работа по созданию на основе этого материала цифровой геолого-геофизической модели земной коры Охотоморского региона, которая должна включать данные по строению земной коры, геофизических полей (гравитационное, магнитное, тепловой поток) с элементами геологического строения и нефтегазосности.

1. Методика оцифровки. Для этой цели весь геолого-геофизический материал, представленный главным образом на географических картах и разрезах, необходимо вывести на единую картографическую основу. Решение этой задачи проводится в несколько этапов: (1) оцифровка изолиний на карте в масштабе планшета карты; (2) перевод координат планшета карты в относительные прямоугольные координаты Земли, соответствующие исходной проекции (Меркатора), умножая их на масштаб

карты; (3) пересчет относительных прямоугольных координат Земли в географические координаты, используя соответствующие формулы преобразования; (4) пересчет географических координат в прямоугольные координаты выбранного планшета, если строится карта в другой картографической проекции.

В расчётах пространственного расположения глубин границ земной коры Охотоморского региона определяющий вклад был сделан В.А. Бабошиной с соавторами [2]. В исходных данных мы всегда имеем редкую сеть сейсмических профилей, недостаточную для определения глубины границ в заданном 3-мерном пространстве по стандартным алгоритмам. Однако располагаются они, как правило, в наиболее информативных областях. Авторы [2] сопоставили данные сейсмоки с аномалиями гравитационного поля, по характеристикам аномалий поля провели районирование поля с выделением отдельных провинций, в каждой из которых определили характер зависимости положения границ земной коры с гравитационными аномалиями. В результате была получена качественная и довольно подробная модель глубин границ земной коры.

Оцифровка изолиний проводилась с использованием свободно распространяемой программы Graf Digitizer, позволяющей выполнять эту работу на карте в ручном и полуавтоматическом режимах. Все оцифрованные данные сохранялись в отдельном файле программы Microsoft Excel. Дальнейшая их обработка и пересчёт в географические координаты проводились средствами этой же программы с использованием формул и специально составленных макросов. Программа Microsoft Excel позволяет также контролировать правильность оцифровки данных, т.к. располагает средствами их графической визуализации.

После получения географических координат данные пересчитывались на равномерную сетку значений с использованием интерполяционных методов. Затем данные переводились в программу Surfer, позволяющей визуально контролировать всю выполненную работу.

2. Структура данных цифровой модели. Проведенный метод оцифровки позволил создать численную геолого-геофизическую модель земной коры Охотоморского региона на равномерной сетке географических координат в пределах от  $43^{\circ}$  до  $63^{\circ}$  северной широты и от  $135^{\circ}$  до  $163^{\circ}$  восточной долготы, с шагом  $0,2^{\circ}$ .

На современном этапе цифровая модель Охотоморского региона содержит следующие параметры:

1. Глубины границ земной коры: (1) рельеф твёрдой поверхности; (2) кристаллический фундамент; кровля «базальтового» слоя; граница Мохо.

2. Геофизические поля: тепловой поток; аномалии гравитационного поля (в свободном воздухе; изостатические; мантийные), и аномалии свободной поверхности мантии.

3. Аномалии геофизических полей. Аномальное гравитационное поле Охотского моря в редукции Фая в целом характеризуется слабоположительным региональным уровнем около +20 мГал. При этом, в районах крупных подводных поднятий дна наблюдаются увеличение поля до +40 мГал; а в районах впадин, – напротив, уменьшение до –20 мГал. Глубоководный желоб и островная дуга в аномалиях гравитационного поля проявляются интенсивными аномалиями разного знака, изменяющиеся от –300 до +200 мГал. В отличие от акватории Охотского моря Курильская островная дуга в гравитационном поле отражается полосой интенсивных положительных гравитационных аномалий, что показывает её явную изостатическую некомпенсированность.

В изостатических аномалиях гравитационного поля, как и в аномалиях в свободном воздухе, также наблюдается общее повышение поля на уровне около 20 мГал. С юго-востока Охотское море обрамляет зона 2-х смежных интенсивных аномалий: повышенного поля над Курильской островной дугой с максимумом выше +100 мГал, и пониженного до –200 мГал и более над Курильским глубоководным желобом. Максимум положительной аномалии смещен в сторону океана относительно Большой Курильской дуги; в южной части дуги он попадает на зону Малой Курильской дуги и её подводное продолжение – хребет Витязя. Система островная дуга – глубоководный желоб явно некомпенсирована изостатически и поддерживается в равновесии негидростатическими силами.

Тепловой поток Охотского моря в целом повышен. Особенно это проявляется в районах впадин, где он достигает 90–96 мВт/м<sup>2</sup>. Несколько меньшее повышение значений теплового потока отмечается также в районах поднятий морского дна. Наибольшим повышением теплового потока характеризуется островная дуга, что связано с активными проявлениями островного вулканизма. Понижение поля до 30 мВт/м<sup>2</sup> наблюдается в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.
2. Бабошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Глубинное строение Охотоморского региона по геофизическим данным. М.: ВНИИЭгазпром, 1984. 44 с.

The basic results of calculation of parameters of an earth's crust of Okhotsk Sea region on the basis of which the digital geology-geophysical model will be constructed are presented. The model includes the data of the structures of an earth's crust boundaries and anomalies of geophysical fields (heat flow, gravitational field in different reductions, depth of free mantle surface). The received results will be enable to carrying out of complex comparison and the analysis of data of a structure of region and geophysical fields in a numerical form.

**Сенин Б.В.<sup>1</sup>, Хортов А.В.<sup>1</sup>, Шлезингер А.Е.<sup>2</sup>, Юров Ю.Г.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>ОАО «Союзморгео», Геленджик, Россия, e-mail: [akhortov@mail.ru](mailto:akhortov@mail.ru), <sup>2</sup>ГИН РАН, Москва, <sup>3</sup>ФГУП «Центргеофизика»)

## **Глубинное строение и особенности образования Черноморской топодепрессии по результатам работ МОГТ-МПВ**

**Senin B.V.<sup>1</sup>, Khortov A.V.<sup>1</sup>, Shlezinger A.E.<sup>2</sup>, Yurov Y.G.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Soyzmorgeo, Gelendjik, <sup>2</sup>Geological Institute of RAS, Moscow; <sup>3</sup>Centrgeophysica, Moscow)

## **The deep structure and forming of Black Sea topodepression by seismic survey CDP-DSS**

Исследования МОГТ в 2011 г. в Черном море проводились на основании разрешения Министерства образования и науки Российской Федерации от 18.03.2011 № 20 в рамках Программы морских научных работ «Изучение геологического строения докайнозойских отложений и глубинной структуры бассейна Черного моря», представленной ОАО «Союзморгео» и согласованной с ведущим оператором этой программы – ООО «Региональные геофизические исследования» (РГИ). Как по охвату изучаемых районов акватории, так и по условиям исполнения данная Программа носит международный характер и наряду с российскими участниками включает представителей причерноморских государств. Главной целью Программы является разработка новой тектонической модели Черноморской впадины и прилегающих территорий всего Черноморского бассейна на базе новых сейсмических данных, полученных с применением современных технологий полевых (морских) работ и обработки геофизической информации [1].

В качестве источника возбуждения сейсмических колебаний использовался групповой пневмоисточник, общим объемом 5040 куб. дюймов, с рабочим давлением 1900 PSI, состоящий из 4-х одинаковых массивов пневмопушек объемом по 1260 куб. дюймов каждый, длиной 15.2 м и расстоянием в 12 м между 2 центральными массивами, между крайним и центральным с каждой стороны по 10 м. Каждый массив состоял из 8 пневмопушек объемом от 40 до 380 куб. дюймов, типов Bolt и Sleeve, подобранных с целью получения оптимального возбуждаемого импульса.

В качестве приемника колебаний использовалась сейсмокоса с оболочкой из полиуретана, наполненная специальной жидкостью с целью обеспечения нейтральной плавучести, с длиной активной части 10200 м. Установленные гидрофоны – пьезо-датчики давления, сгруппированы линейно, 16 гидрофонов/группу (канал), чувствительность группы 20 В/Бар, расстояние между центрами групп 12.5 м, всего 480 каналов. Вся активная часть сейсмокосы состоит из сочлененных секций, длина секции – 75 м / 6 каналов. Управление сейсмокосой и запись результатов осуществлялись с помощью

сейсмостанции Sersel 480 с предварительной цифровой фильтрацией 3 Гц/12 дБ/окт – 206 Гц /276дБ/окт.

Морские сейсмические исследования ГСЗ-МПВ, выполненные Институтом океанологии РАН (ИОРАН) в 2002 г., выполнялись с использованием донных сейсмографов (ДС), которые были установлены по профилям № 1 и № 2 в российской части Черного моря вдоль и вкрест структуры вала Шатского. Расстояния между ДС составляли от 9 до 18 км. Излучения сейсмических волн производились с интервалом около 180 м пневматическим источником (ПИ) с объемом камеры 30 л. Длина профиля составила 183 км. После первой прострелки была выполнена вторая по профилю № 2 длиной 80 км вкрест простираия вала Шатского [2]. На большинстве сейсмограмм профилей ГСЗ-МПВ в первых вступлениях были выделены преломленные волны с кажущимися скоростями 2.6–3.3, 4.2–4.4, 5.1–5.5, 6.2–6.3, 7.0–7.2 и 8.0 км/с. В последующих вступлениях были выделены широкоугольные отраженные волны. В результате обработки и интерпретации сейсмограмм построены сводные годографы преломленных и отраженных и соответствующие им сейсмические разрезы земной коры. Анализ волнового поля, зарегистрированного на различных расстояниях от источника, позволил выявить преломленные (рефрагированные) и широкоугольные отраженные волны от поверхности фундамента и основных слоев внутри осадочного чехла. Главным средством для достижения этой цели является совместная обработка материалов МОГТ и МПВ. По результатам скоростного анализа данных МОГТ был получен график двумерно сглаженного распределения эффективной скорости в плоскости  $x, t_0$ . Характерной особенностью этого графика является необыкновенно высокий вертикальный градиент эффективной скорости  $dV_e/dt_0$ , который расположен в районе вала Шатского и достигает величины примерно 2 км на уровне  $t_0 = 5.0–5.5$ с. Поскольку эффективная скорость близка к средней скорости, это означает, что в пересчете на однократное время пробега, за одну секунду вертикального времени средняя скорость возрастает на невероятно большую величину – 4 км/с. Такое явление возможно только в том случае, если пятисекундная толща подстилается слоем, который характеризуется очень высокой скоростью, превышающей в несколько раз среднюю скорость в покрывающей среде. С геологической точки зрения, очевидно, что таким слоем практически однозначно может быть только фундамент. Сопоставление скоростных кривых МОГТ и МПВ в российской части Черного моря позволило выделить в разрезе поверхность фундамента и проследить ее затем в пределах всей акватории Черного моря. Установлено, что кровля пород фундамента (метаморфизованных пород досреднеюрских образований) в пределах акватории Черного моря залегает на глубинах от 2.5 км до 14.0 км. Тип коры предполагается континентальный, с утонением гранитного слоя в пределах впадин.

Выше поверхности фундамента повсеместно были картированы поверхности меловых, палеоцен-эоценовых и миоцен – четвертичных образо-

ваний. В их строении отражены основные структурные элементы, зафиксированные работами прежних лет [3–8]. Черноморская топодепрессия накладывается на севере и юге на киммерийский подвижный пояс Горного Крыма и альпийский средиземноморский пояс Турции соответственно. Южно-Каспийская депрессия накладывается на севере на альпийский подвижный пояс Большого Кавказа, а на юге – на альпийский Средиземноморский пояс Эльбурса.

Черноморская палеотоподепрессия имеет изометричную форму, представляя замкнутую тектоническую структуру, по всему периметру окруженную флексурно-разрывными зонами, образующими бортовые обрамления. Их крутизна изменяется от  $50\text{--}60^\circ$  до первых градусов. Крутые склоны тяготеют к областям сопряжения топодепрессии с мезозойско-кайнозойскими подвижными поясами, а пологие – с платформами. К подножью бортовые обрамления выполаживаются и переходят в пологие днища, осложненные крупными и мелкими выступами, которые отражают дифференцированные погружения. Поверхности бортовых обрамлений подвергались площадной склоновой эрозии, связанной с мутьевыми потоками, проникающими со стороны шельфа на возникшие склоны и, как наждак, срезающие слои, накопившиеся до образования топодепрессии и испытывавшие флексурно-разрывное погружение. Величина склоновой эрозии по латерали достигает первых километров, срезая снизу вверх слои бортового обрамления [9]. Последние осложняются также линейными врезами (каньонами), также связанными с мутьевыми потоками, и прорезающими до первых десятков километров сопряженные области шельфа.

В палеотоподепрессиях уровень осадконакопления располагался ниже базиса наземной и шельфовой эрозии. Терригенная седиментация в них происходит за счет гравитационного течения водной жидкости, приводящего к образованию турбидитов. При карбонатном осадконакоплении они покрываются тонкой пленкой пелагических и гемипелагических осадков. Однако их роль в захоронении топодепрессий ничтожно мала. В зонах привноса терригенного обломочного материала при крутизне бортов менее  $5^\circ$  происходит резкое разрастание толщины отложений, и максимальные значения турбидиты приобретают в наиболее пониженных зонах дна топодепрессий. В подножьях бортовых зон создаются склоновые шельфы. При крутизне бортов свыше  $5^\circ$  и при любом его наклоне в зонах отсутствия привноса терригенного обломочного материала топодепрессия захороняется прислоняющимися на периферии слоями турбидитов. Они состоят из параллельно-слоистых тел, которые, если не затронуты постседиментационными тектоническими деформациями, залегают очень полого, практически горизонтально. Турбидиты распространены по дну на многие сотни километров, равномерно распределены по всему периметру. При обильном выносе и площадном разное терригенного обломочного материала по периферии топодепрессии параллельно ее периметру образуются клиноформы, ступенча-

то погружающиеся в сторону днища топодепрессий. Толщины клиноформ обычно не выходит за пределы первых сотен метров, при их количестве – 3–6 – общая мощность клиноформ достигает первых километров.

В пределах топодепрессии поверхность Мохо приподнята до 20–30 км по сравнению с сопряженными подвижными поясами и платформами.

Образование Черноморской топодепрессии может быть вызвано подъемом аномальной мантии к подошве литосферы. В результате увлажнения и нагрева гранитной верхней коры и нижней коры, сложенной габбро, происходит уменьшение их прочности, а также упругих и вязких свойств. В этих условиях главным системообразующим фактором является взаимодействие упругопластической литосферы с вязкоупругой астеносферой. Растекание астеносферного плюма увлекает литосферу за собой и возникающие вязкие силы вызывают ее погружение. Предполагается, что при подходе аномальной мантии происходит разогрев литосферы и на ее подошве появляется область с размерами 200 x 20 км и она приобретает вязкоупругие свойства нижележащей астеносферы [10–11].

Предполагается, что достаточно сложная поверхность дна осадочного бассейна формируется в следующей последовательности. Сначала дно погружается, затем в центральной части оно начинает подниматься и образуются два локальных поднятия. Наиболее глубокие прогибы, образуются на границах бассейна. Сдвиговое разрушение сначала охватывает всю область погружения, но затем локализуется в центральной части, причем поверхностный слой находится в условиях растяжения. Погружение земной коры может происходить в результате взаимодействия конвективной ячейки астеносферы с вышележащей литосферой. Конвективное движение в перегретом астеносферном слое возникает в результате неустойчивости, порождаемой зависимостью плотности от разности температур. Конвективные ячейки являются причиной горизонтальных и вертикальных движений литосферы. При этом в литосфере должны возникать значительные напряжения, деформации и прогибы, заполняемые с течением времени осадками.

На основании выполненных исследований в пределах Черного моря был установлен тип земной коры, определена мощность осадочного чехла и сделан прогноз литологического состава слагающих его комплексов. Полученные результаты были использованы для решения принципиальных вопросов строения Черноморского региона и истории его развития.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сенин Б.В., Леончик М.И., Хортов А.В. и др. Новые данные о глубинной структуре Черноморской впадины // Тезисы докладов 10-й международной конференции «Нефть и газ Черного, Азовского и Каспийского морей». Геленджик-2013.
2. Гринько Б.Н., Ковачев С.А., Хортов А.В. Строение вала Шатского (Черное море) по результатам региональных сейсмических исследований МПВ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып.3. С. 3–7.

3. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М., Наука, 1989. 208 с.
4. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
5. Хортов А.В., Непрочнов Ю.П. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности южных морей России // Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 114–122.
6. Яншин А.Л. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования // Бюл. МОИП, отд. геол. 1977. Т. 52 (5).
7. Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. № 2. P. 195–223.
8. Starostenko V. et al. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // Tectonophysics. 2004. V. 381. P. 211–233.
9. Есин П.В., Захаров В.Е., Исмагилов Д.Ф., Шлезингер А.Е. Плоскостная подводная эрозия палеосклонов Черноморского бассейна // ДАН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1445–1448.
10. Гарагаш И.А., Шлезингер А.Е. Природа подъема Мохо глубокоководных осадочных бассейнов черноморского типа // Бюллетень МОИП, отд. геол. 2006. Т. 81. вып. 4. С. 3–6.
11. Гарагаш И.А., Шлезингер А.Е. Типы конвективных ячеек и создаваемые ими тектонические структуры // Бюллетень МОИП, отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 3–8.

Summarization and interpretation of new seismic data allowed for the first time to provide structural mapping of Eocene-Middle Jurassic complexes and basement of Black Sea and correlate it with adjacent tectonic elements. The analysis and comparison of the reflected and refracted wave data has allowed to construct lithological models to give the reasonable prediction of rock structure. Obtained materials improved knowledge on geological structure of West and East Black Sea topodepressions.

## **Сергеев А.Ю.**

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург [sergeevau@yandex.ru](mailto:sergeevau@yandex.ru)

### **Особенности геологического строения реликтовых лагунных отложений на морском подводном береговом склоне Куршской косы**

## **Sergeev A.**

A.P.Karpinsky Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St.Petersburg

### **Features of the geological structure of the relict lagoon deposits on the submarine coastal slope of the Curonian Spit**

Хорошо известные уникальные ландшафты Куршской косы, являющейся крупнейшим аккумулятивным песчаным телом на побережье Балтийского моря, включены в список Всемирного наследия ЮНЕСКО. Сочетание различных природных ландшафтов обусловило широкое разнообразие биологических видов. Уникальными по своим размерам являются и эоловые отложения Куршской косы, образующие гигантские для Прибалтики дюнные массивы, известные своей подвижностью. Однако немалое ландшафтное разнообразие присуще и подводной части береговой зоны Куршской косы. Сочетание абразионно-аккумулятивных процессов за счет волнового воздействия сформировало литологическое разнообразие поверхностных донных отложений. Обширную площадь дна подводного берегового склона занимают области развития сплошного валунно-галечного бенча, образованного в результате донной абразии ледниковых отложений. Наибольшую поверхность дна занимают поля равномерных среднезернистых песков. Особенностью подводного берегового склона Куршской косы являются выходы реликтовых отложений лагунных илов, образующие локально развитый уникальный донный ландшафт. Их незначительное развитие в прибрежной зоне и бедность фактического материала не позволяла определить геологические особенности этого природного объекта, преобразованного в результате гравитационного воздействия мигрирующих дюн в литориновое время.

Подводный береговой склон корневой части Куршской косы является ключевым участком геологического мониторинга, проводимого отделом Региональной геоэкологии и морской геологии ФГУП «ВСЕГЕИ». Собранный с 2007 г. научный материал позволил охарактеризовать геологическое строение реликтовых лагунных отложений и получить новые сведения о геологической истории их образования.

Изучение выходов реликтовых илов на поверхность дна проводилось комплексом геофизических методов, включающих в себя сейсмоакустическое профилирование для получения представлений о внутренней

структуре отложений, съемке гидролокацией бокового обзора, дающей акустическую картину поверхности дна, и низкочастотное эхолотирование для определения морфологии реликтовых отложений. Геофизические работы сопровождались геологическим опробованием поверхности дна и видеонаблюдением при помощи дистанционно-управляемого подводного аппарата.

Область развития реликтовых отложений зафиксирована локально в районе пос. Лесное на глубинах 5–15 м. Отдельные выходы на поверхность дна встречаются вплоть до пос. Рыбачий. Наиболее близкие к берегу выходы зафиксированы на расстоянии 350 м от Куршской косы, а морская граница реликтовых отложений прослеживается на расстоянии 2400–1700 м от берега. Донные обнажения представляют собой, насыщенную представителями подводной флоры и фауны, сильно расчлененную кавернозную поверхность, образующую холмисто-грядовый рельеф, частично перекрываемый современными песчаными наносами (рис. 1). Гряды имеют простираание преимущественно вдоль берега. Сложная волнообразная структура гряд, часто имеющих террасированную поверхность, указывает на сильную деформацию лагунных отложений в прошлом.

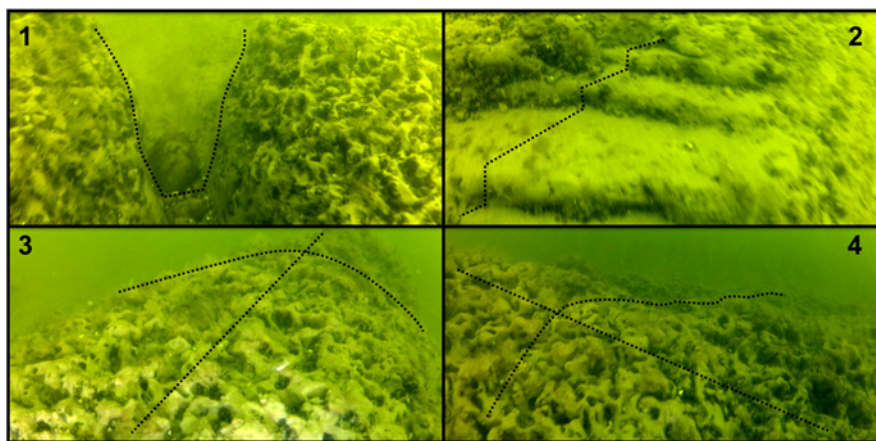


Рисунок 1. Выходы на поверхность дна подводного берегового склона реликтовых лагунных илов. Линиями показаны элементы морфологии поверхности.

По данным эхолотного профилирования гряды представляют собой складчатую структуру с довольно острым замком и асимметрией крыльев складки, с наклоном оси в сторону берега. На сейсмограммах комплекс реликтовых лагунных отложений выделяется довольно четко по характерным складчатым структурам, с заполнением прогибов складок однородными песчаными наносами. На поверхность дна выходят только вершины

гребней, в то время как наиболее выдержанная толща реликтовых отложений перекрыта приблизительно двухметровым слоем песка. Подошва реликтовых отложений на сейсмограммах фиксируется плохо, предположительно граница прослеживается на глубине 4–5 м от поверхности дна. Рельеф подошвы имеет неровную поверхность с постепенным подъемом в сторону берега с глубины 15–20 м до глубины около 10 м ниже уровня моря.

Состав отложений преимущественно алевроглинистый с фрагментами скелетов лагунной фауны. Возраст реликтовых лагунных отложений 5500–6200 л.н. был получен в результате радиоуглеродного датирования трех образцов, отобранных с поверхности дна [1].

О существовании погребенных лагунных илов под Куршской косой было известно еще в довоенной Германии. В разрезах немецких геологических карт отложения гиттий изображались с выходами на подводном береговом склоне [2]. Существование обнажений реликтовых отложений на дне были подтверждены пробоотбором в советское время. Однако сведения о наличии структурных деформаций в отложениях появляются только сейчас. Причины дислоцированности илов – процесс древнего диапиризма. Современный аналог процесса выдавливания и перемятия лагунных отложений можно наблюдать в районе пос. Нида (Литва), где на лагунном берегу алевроглинистые органосодержащие отложения выжимаются под действием надвигающихся на них песчаных дюн [3]. Очевидно, что и вскрытые буровыми скважинами на Куршской косе гиттии вероятнее всего имеют диапиризованные складчатые структуры.

Уточненные данные о расположении реликтовых отложений на подводном береговом склоне и новые сведения о положении подошвы отложений в рельефе позволяют уточнить один из этапов развития Куршской косы в голоцене. В период регрессии Литоринового моря около 6000 л.н. уровень водоема опустился на отметку примерно –15 м ниже современного. Между моренными выступами корневой части косы и пос. Рыбачий существовала узкая лагуна, в которую шел речной сток через пролив к северу от пос. Лесное (рис. 2). При этом южная часть Куршского залива находилась в субэвральных условиях. В период регрессии Литоринового моря вероятнее всего не было единого аккумулятивного тела (аналога современной косы), а существовал комплекс песчаных отмелей и кос, который и отделял локальную лагуну от открытого Литоринового моря на расстоянии около 2 км от современного берега.

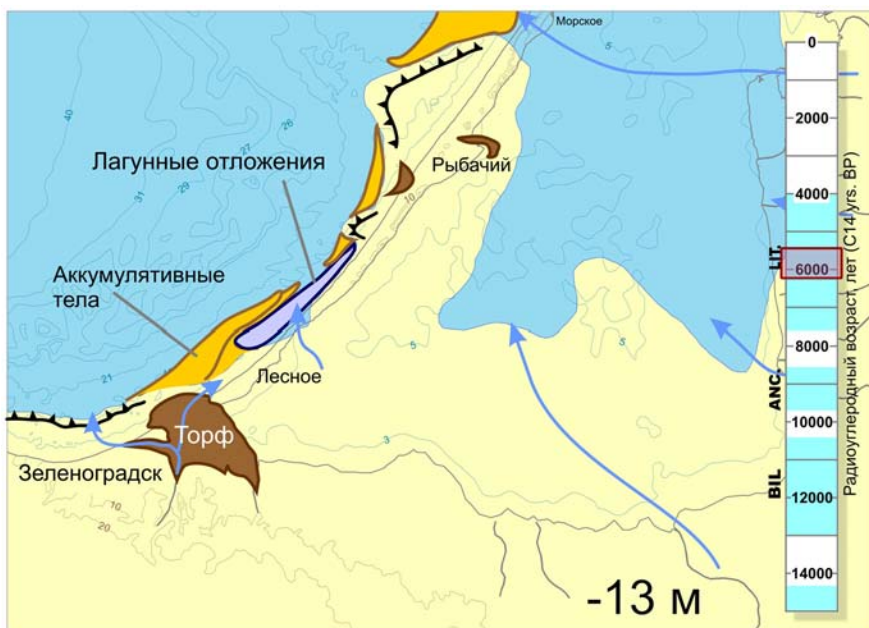


Рисунок 2. Палеогеографическая реконструкция Куршской косы около 6000 л.н.

Из вышесказанного можно сделать следующие основные выводы:

1. Процесс перемещения крупных дюн в сторону залива сопровождается полной деформацией лагунных отложений и их уплотнением, что возможно и становится причиной сохранности отложений на морском дне, подверженном волновому воздействию.
2. Реликтовые лагунные отложения, богатые органогенной составляющей, становятся островками повышенной современной биологической активности, и являются уникальными прибрежными ландшафтами.
3. Локальное развитие реликтовых лагунных отложений объясняется особенностями повышенной расчлененности древнего ледникового рельефа и существованием бухтового берега в период литориновой регрессии.
4. Положение подошвы реликтовых отложений в рельефе подводного берегового склона указывает на существование регрессивного уровня Литоринового моря до уровня около -15 м.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта грантами РФФИ 12-05-31196, 13-05-90711, 11-05-01093-а и проекта TOPCONS по программе ENPI.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zhamoida V.A., Ryabchuk D.V., Kropatchev Y.P. et al. Recent sedimentation processes in the coastal zone of the Curonian Spit (Kaliningrad region, Baltic Sea) // *Z. dt. Ges. Geowiss.* 2009. V. 160. P. 143–157.
2. *Geologische karte von Preußen und benachbarten bundesstaaten.* Redaktor H. Heß v. Wichdorff. 1910.
3. Buynevich I.V., Damušytė A., Bitinas A. et al. Pontic-Baltic pathways for invasive aquatic species: Geoarchaeological implications // *Geological Society of America Special Paper.* 2011. V. 473. P. 189–196.

The theses contain the new data on the geological structure of the relict lagoon deposits, located on the submarine coastal slope of the Curonian Spit. The deposits were deformed by migration of sand dunes toward the lagoon. The new data gives new information about of the fluctuation of the Littorina Sea in Holocene.

## **Соболева В.П.**

(ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, soboleva.vp@mail.ru)

### **Морфоструктурный анализ рифтовой долины и флангов САХ в пределах нетрансформных разломов 20°30'–19°20' с.ш.**

## **Soboleva V.P.**

(All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the Ocean named after academician I.S.Gramberg, St.-Petersburg, Russia)

### **Morphostructural analysis of the rift valley and flanks of the Mid-Atlantic Ridge within the bounds of the nontransform off-sets 20°30'–19°20' N**

В работе рассматриваются и сопоставляются структурные особенности двух сегментов САХ, разделенных нетрансформным смещением. Выдвигаются предположения о роли недавних (неоплейстоценовых) геологических событий в формировании рудных полей Зенит-Виктория, Юбилейное, Петербургское и Пуи де Фолль, расположенных в этом участке.

С севера на юг изучаемый район составляет 105 км, с востока на запад – 70 км. Анализ проводился на батиметрической основе по данным многолучевой съемки ПГО «Южморгеология» (комплекс SIMRAD EM12-S120, 2006).

Рассматриваемый отрезок осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (рис. 1) относится к «магматической» или «горячей» [1] группе сегментов. Характерные признаки этой группы – общая приподнятость относительно регионального фона, структурная симметрия противоположных флангов рифтовой долины, отсутствие резких внутрисегментных поперечных и косых деформаций [2].

Эталонный случай «магматического» сегмента также предполагает узкую и мелкую V-образную (в центральной части) долину с глубинами около 3000 м, днище в виде песочных часов в продольном профиле и отсутствие крупноамплитудных уступов (вне зон влияния трансформных и нетрансформных смещений) [2]. Эти признаки проявлены в южной части изучаемого района, на участке 19°45'–19°20' с.ш. (рис. 2).

Отличительной особенностью сегмента, расположенного севернее, является «заглубленная» (глубины достигают 4500 м) рифтовая долина при сохранении ступенчато-грядового расчленения флангов, свойственного «магматическим» сегментам (рис.1, рис.3).

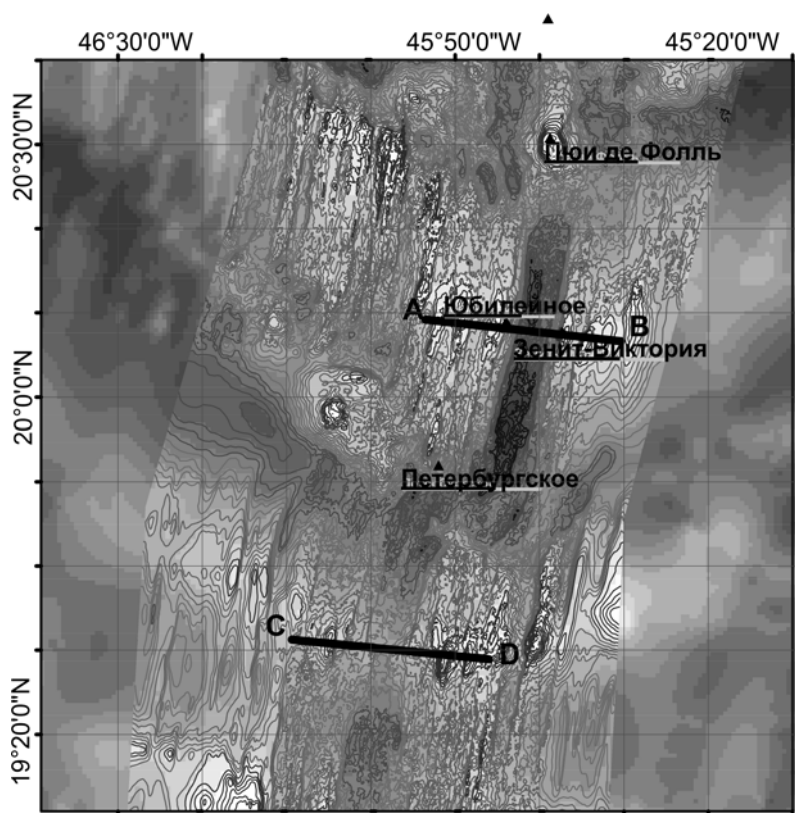


Рисунок 1. Батиметрия рассматриваемого участка. Подписаны рудные поля и отмечены поперечные профили АВ и CD.

Ширина дна на всем протяжении составляет около 6 км, продольный профиль относительно ровный (без центрального минимума). Склоны симметричны, поднимаются на высоту более 1500 метров за счет одного или нескольких крупноамплитудных уступов. Более удаленные фланги имеют характерный для «магматических» сегментов слабодифференцированный рельеф. Вероятно, этот сегмент сформировался, когда приток мантийного расплава резко прекратился, что вызвало значительное охлаждение коры и общее погружение дна рифтовой долины [2]. Приблизительный подсчет показывает, что смена режима магматической активности произошла совсем недавно: при средней скорости раздвиг 2.5 см/год [3] долина в 6 км могла образоваться за 240 000 лет, то есть с неоплейстоцена.

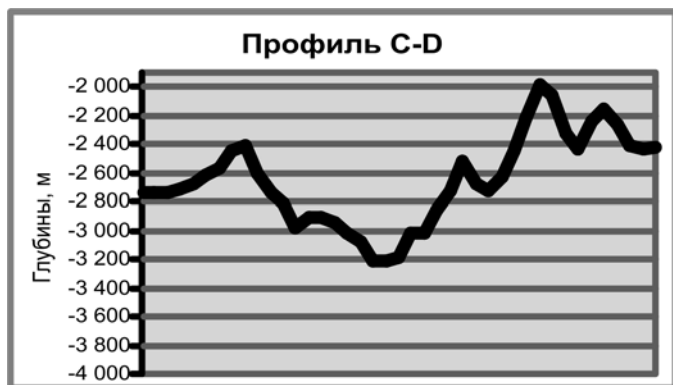


Рисунок 2. Поперечный профиль, проведенный через центральную часть сегмента в пределах  $19^{\circ}45'$ – $19^{\circ}20'$  с.ш. Глубина внутреннего дна достигает 3200 м. Перепад высот между бортом и дном долины в этой части составляет около 700 м.

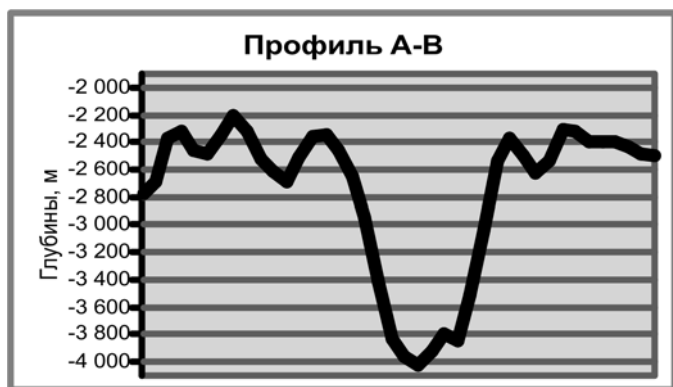


Рисунок 3. Поперечный профиль, проведенный через центральную часть сегмента в пределах  $20^{\circ}30'$ – $19^{\circ}45'$  с.ш. Глубина внутреннего дна достигает 4100 м. Перепад высот между бортом и дном долины больше 1500 м. Рельеф противоположных флангов почти полностью симметричен.

Сегмент, расположенный в пределах  $20^{\circ}30'$ – $19^{\circ}45'$  с.ш. привлекает не только структурными аномалиями, но и удивительным богатством гидротермальных рудных полей: на севере расположен уникальный вулкан Пюи де Фолль, на бортах рифтовой долины друг напротив друга находятся поля Юбилейное и Зенит-Виктория, на юге, на границе с крупным нетрансформным разломом – поле Петербургское. Не вызывает сомнения, что образова-

ние этих полезных объектов тесно связано с нетипичной историей геологического развития района.

В стандовом докладе также будет представлена морфоструктурная схема рассмотренного участка.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 292 с.
2. Егоров И.В. Отчет по объекту «Создание геологической основы и подготовка материалов к заявке в МОМД ООН на выделение России участка дна в Международном районе океана для разведки и промышленного освоения глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) в районе Срединно-Атлантического хребта» (гос. контракт № 17/07/102-10 от 07 июля 2009 г.) СПб, ФГУП ВНИИОкеангеология. Кн. 1. 296 с.
3. Андреев С.И. Изучить основные закономерности распространения и генезис твердых и горючих полезных ископаемых Мирового океана, дать прогнозную оценку возможностей расширения и освоения его минерально-ресурсной базы в XXI столетии (гос. контракт № ИГ-03-06/1454 от 27.08.2003 г.) // Провести комплексное изучение морфоструктуры, магматизма, геодинамики и рудогенеза Срединно-Атлантического хребта с целью расширения перспектив известных и выявления новых рудных объектов. (Отчет по теме 534). СПб, ФГУП ВНИИОкеангеология. т. I. 257 с.

The structural features of the two segments of the MAR, divided nontransform offset, are considered and compared. It is made a suggestion about a relationship between Neo-Pleistocene geological events and the Pui de Folles, Zenith-Victoria, Jubilejnoj, Peterburgskoe hydrothermal field.

**Суховеев Е.Н.**

## **Осадочные волны северо-восточного склона о. Сахалин**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,

г. Владивосток, e-mail: [sukhovееv@poi.dvo.ru](mailto:sukhovееv@poi.dvo.ru))

**Sukhovееv E.N.**

## **Sediment waves on the northeastern slope of Sakhalin Island**

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

Осадочными волнами (ОВ) называются мигрирующие аккумулятивные образования, представляющие собой последовательность холмов, преимущественно асимметричных. Возникают на участках морского дна в результате постоянно либо периодически действующих придонных течений и гравитационных перемещений донных осадков. Длина ОВ составляет в различных условиях от сотен метров до нескольких километров, высота – от нескольких метров до сотен метров. Площадь распространения таких образований называется полем осадочных волн. Гребни волн направлены перпендикулярно направлению течения.

Изучаемая область расположена на северо-восточном склоне и шельфе о. Сахалин. Глубина моря увеличивается от 150 м у бровки шельфа до 1750 м в направлении котловины Дерюгина. Рельеф дна преимущественно спокойный, кроме зоны разломов Лаврентьева [1], характеризующейся наличием двух уступов высотой до 100 м.

По данным НСП, полученным с пневматическими источниками, электроискровым источником «спаркер» и высокочастотным профилографом по плотной сети профилей (рис. 1), осадки верхней части разреза характеризуются хорошо стратифицированными отражениями высокой интенсивности. Выделяются три типа осадочных волн (рис. 2). Вдоль северо-восточного побережья, в интервале глубин 200–500 м, осадочные волны симметричные относительно гребней (тип 1), без видимой боковой миграции (стоячие волны), сформированные, видимо, контурными течениями, приуроченными к бровке шельфа. Погребённые ОВ (тип 2) фиксируются к северо-востоку от полуострова Шмидта. Мощность слоя, сформированного осадочными волнами, достигает 150 мс в западной части поля, выклиниваясь в восточном направлении. Длина волн 600–800 м, высота 15–25 мс. Мощность перекрывающих отложений 70–100 мс.

Современное поле ОВ (тип 3) выделяется в интервале глубин 250–450 м на широте 54°5' достигая глубины 1300–1700 м на широте 52°53'. В плане имеет форму, вытянутую в направлении ССЗ – ЮЮВ, протяжённостью 160–180 км, шириной 12–14 км. Длина волн достигает 1700–1900 м, высота до 90 м. Данное поле прерывается над зоной разломов Лаврентьева. Однако вновь проявляется к югу на большей глубине.

По результатам анализа данных можно выделить следующие особенности строения осадочных волн 3-го типа:

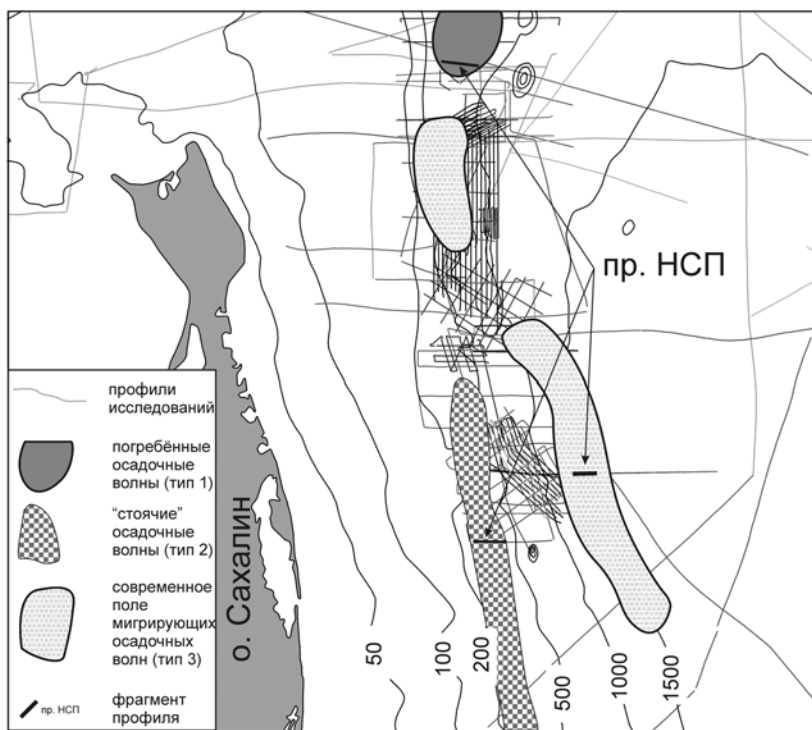


Рисунок 1. Схема изученности и распространения полей осадочных волн

различная скорость осадконакопления. На стороне волны обращённой вверх по склону фиксируется наращивание мощности слоя, что влечёт эффект «бегущей волны»

- отдельные рефлекторы прослеживаются от волны к волне без перерывов.

- поле осадочных волн, в общем, имеет слегка выгнутую вверх поверхность, формируя положительную форму рельефа.

Данные особенности, согласно ряду авторов [2, 3], свидетельствуют о формировании отложений под воздействием донных течений. Как известно [4], для Охотского моря характерна циклоническая направленность перемещения водных масс. В данном районе моря проявляется Восточно-Сахалинское течение, омывающее восточный берег острова с севера на юг. Река Амур выносит около  $52 \times 10^6$  тонн осадка в год [5]. Вероятно, осадочный материал, выносимый р. Амур, подхватывается циркулирующими потоками и переносится с севера на юг вдоль восточного склона о. Сахалин, где происходит его отложение под влиянием силы Кориолиса – вправо от

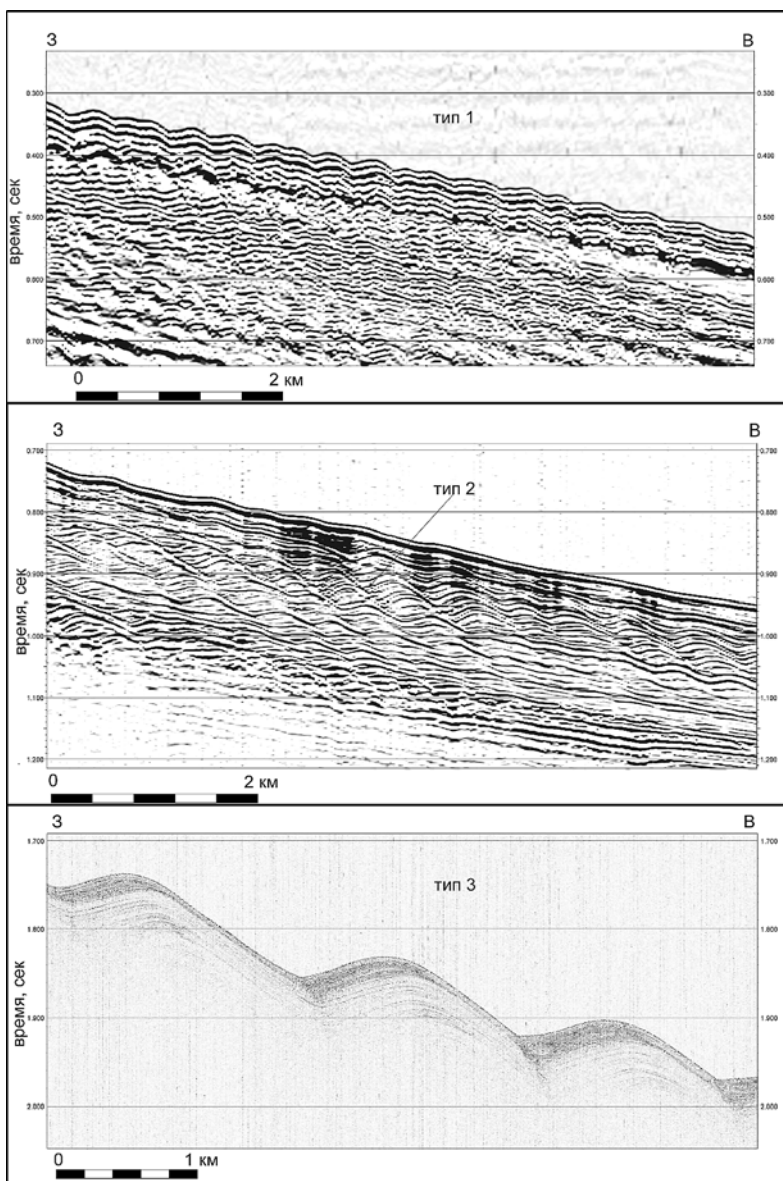


Рисунок 2.Фрагменты профилей НСП, показывающие осадочные волны различного типа

течения, т.е. вверх по склону. Также не стоит исключать вклад переотложения осадков в формировании рассматриваемых ОВ. Наибольшая мощность поля осадочных волн на южном фланге достигает 0.7 с, в то время как на северной границе достигает первых десятков миллисекунд. Максимальные высота и длина волн достигаются в центральной части поля, уменьшаясь к периферии.

Таким образом, процесс формирования поля ОВ третьего типа инициировался в глубоководной части (западный склон котловины Дерюгина), постепенно смещаясь в северо-западном направлении. Возможная причина миграции – погружение ложа осадконакопления, вызванное подъёмом уровня моря. Большая мощность осадочной толщи в глубинной части свидетельствует о стабильности гидрологической обстановки на протяжении длительного времени.

*Работа выполнена при поддержке гранта ДВО №13-III-B-07-049*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Baranov B., Werner R., Chichaev A. et al. Bathymetry and Parasound investigations // Cruise Report SO178-KOMEX. Mass exchange processes and balances in the Okhotsk Sea / Dullo, W.-Chr., Biebow, N. Georgeleit, K. (Eds.). GEOMAR Report. Kiel, 2004. P. 13–15.
2. Faugeres J.C., Stow D. et al. Seismic features diagnostic of contourite drifts // Marine Geology. 1999. V. 162. P. 1–38.
3. Lee H., Syvitski J. et al. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the ‘Humboldt slide’, and modelling results // Marine Geology. 2002. V. 192. P. 79–104.
4. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. С. 38–51.
5. Lüdmann T. Sedimentation processes within the northwestern Okhotsk Sea // KOMEX Cruise Report RV «Professor Gagarinsky». Cruise 32. GEOMAR Report 105 / Lüdmann T., Baranov B., Karp B. (Eds.). Kiel, 2002. P. 24.

On the north-eastern slope of Sakhalin Island has been allocated three types of sediment waves: shallow – associated with shelf currents, buried – now is not active, and migrating active now. The sediment thickness 0.7 sec, in the deep part of area, is the evidence of the stability of the hydrological situation for a long time.

**Турко Н.Н.**

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: [turko@ginras.ru](mailto:turko@ginras.ru))

## **Международные программы батиметрического картирования океана**

**Turko N.N.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

### **The international programs of the ocean mapping**

Детальная и качественная батиметрия является необходимой базой для исследования Мирового океана и использования его ресурсов.

Несмотря на бум океанографических исследований, начавшийся в конце 60-х годов (десятилетие исследования океана), и дальнейшее развитие техники научных исследований (появление многолучевых эхолотов), изученность океана остается крайне незначительной и неравномерной.

Картирование открытого океана изначально являлось областью международного сотрудничества, важнейшую роль в котором играет программа ГЕБКО (Генеральной батиметрической карты океанов).

Начало программе было положено резолюцией 7 Всемирного географического конгресса 1899 г. о создании карты рельефа дна Мирового океана в качестве основы для планирования исследований. Группа под руководством известного океанографа – принца Монако Альберта I к 1903 г. подготовила I издание ГЕБКО, основанное на данных 18400 тросовых промеров. Накопление данных шло быстрыми темпами, и карта требовала постоянного обновления. Программа ГЕБКО превратилась в постоянно действующую.

Работа по составлению карты велась в Океанографическом музее, а затем в созданном в Монако Международном гидрографическом бюро.

После образования Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО уже на первой сессии 1961 г. была высказана необходимость в привлечении широкого круга ученых для участия в Программе ГЕБКО. ГЕБКО было преобразовано в совместную программу МОК ЮНЕСКО и Международной гидрографической организации (МГО). Тогда же был создан Центр данных по цифровой батиметрии.

Под руководством крупнейших ученых было подготовлено 5-ое издание ГЕБКО, вышедшее в 1975–1984 гг. 5-е издание было грандиозным предприятием, объединившим усилия многих гидрографических служб и всего научного сообщества. Помимо результатов новейших исследований, новшеством было отражение на карте схемы галсов и границ районов детальных исследований. Это позволяло контролировать, где рисунок изобат отражает действительные глубины, а где является интерполяцией. Соответственно в процессе дальнейших исследований карта служила справочным материалом и позволяла оперативно ориентироваться при планировании экспедиций.

Изобаты и галсы батиметрической съемки 5-го издания были оцифрова-

ны и представлены в 1994 г. в виде Цифрового Атласа ГЕБКО (ЦАГ), предоставившего базу для регулярного обновления ГЕБКО.

В 2003 г. на праздновании столетия ГЕБКО был представлен Цифровой Атлас ГЕБКО-2003 (обновленная версия вышла в 2009 г.). Программное обеспечение Атласа позволяет получить батиметрические карты выбранных районов и экспортировать данные, просмотреть галсы и полигоны батиметрической съемки, считать глубины в конкретных координатах и названия форм подводного рельефа, включенные в Словарь географических названий форм подводного рельефа (Газетир ГЕБКО).

Атлас ГЕБКО-2003 ознаменовал переход от оцифрованных изобат к цифровым моделям рельефа (ЦМР). ЦМР-2003 с размером ячейки в 1 дуговую минуту обновлена в 2008 г. (версия 2) и пополнена новыми данными для областей мелководья с глубинами от 0 до 200 м, а также ЦМР Северного Ледовитого океана и Средиземного моря, представленными региональными проектами батиметрического картирования. В 2013 г. выйдет 3 версия этой ЦМР, после чего она больше поддерживаться не будет.

В отличие от 5-го издания ГЕБКО, в ЦМР отсутствует возможность контроля мест реальных измерений в отличие от интерполяции. Отдельно представлен грид идентификаторов (SID), который позволяет отследить только характеристики ячеек грида соответствующих размеров (интерполяция или реальные измерения).

В 2009 г. была представлена ЦМР с размером ячейки 0.5 дуговой минуты (Грид ГЕБКО\_08). Принципиальным отличием этой ЦМР является использование спутниковой альтиметрии для интерполяции в районах отсутствия данных. Для современных систем картирования океанского дна (многолучевых эхолотов) на океанских глубинах (4000–6000 м) расстояние между отсчетами глубин составляет 100–150 м, что позволяет определять формы рельефа размером свыше 150 м. Для мелководных и буксируемых над дном систем детальность соответственно выше.

Спутниковая альтиметрия позволяет определять формы рельефа размером 12–25 км. Съемки новых спутников и переобработка старых данных позволят уменьшить эти размеры до 6–7 км. Кроме того, диаметр площади, от которой получается отраженный сигнал, колеблется от 3 до 10 км, т.е. площадь составляет от 8 до 80 кв. км соответственно. При обработке данных используются различные метеорологические и геофизические модели, а получаемые результаты требуют коррекции по данным набортных измерений.

Поскольку ЦМР может быть представлена в любом масштабе, а галсы и районы детального изучения (полигоны) на ней не показаны, то возникает иллюзия полной изученности океана. На самом деле съемками масштаба около 1:200000 охвачено в разных океанах от 3 до 5 процентов площади.

В последние годы в связи с принятием Конвенции по исключительным экономическим зонам (UNCLOS) основные работы были сосредоточены на съемках континентальных окраин, а в открытом океане – в рифтовых зонах

срединно-океанических хребтов (СОХ), т.е. в районах выявленных минеральных ресурсов.

Исследования глубоководных котловин и склонов СОХ остаются редким исключением. Между тем детальные работы в глубоководной части океана вне рифтовой зоны, например, Геологического института РАН, показывают значительное разнообразие морфологии океанского дна и отличие ее от простых модельных расчетов. То же можно сказать и о данных, полученных Министерством геологии (позднее – Министерство природных ресурсов) СССР по программам т.н. геотраверзов: Анголо-Бразильского, Маскаренского, Канаро-Багамского, которые охватывали все пространство открытого океана в полосе шириной 120 миль. Расстояние между галсами геофизической съемки было выбрано в 10 миль, что обеспечивает масштаб 1:2500000 – 1:3000000.

Каковы бы ни были методы интерполяции, основу карты составляют фактические данные. Они поступают как непосредственно менеджеру ЦАГ в Британском центре океанографических данных, так и через Международный центр данных по цифровой батиметрии. В настоящее время базы данных центра содержат более 50.1 миллиона глубин маршрутного промера, около 3.4 ТБ данных многолучевого эхолотирования в глубоководных областях и 70.4 ТБ – в прибрежной и экономической зонах США. Данные находятся в свободном доступе на сайте Центра <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry>.

К сожалению, поступление данных из России практически прекратилось с начала 90-х годов, за исключением отдельных материалов ГИН РАН, полученных по международным проектам.

Пополнение ЦМР (грида) ГЕБКО происходит также на основе ЦМР отдельных районов детальных исследований. Кроме того, в ГЕБКО стали включаться данные некоторых региональных проектов.

8 региональных программ батиметрического картирования МОК/МГО: были организованы одновременно с реорганизацией программы ГЕБКО и переходом ее из исключительного ведения гидрографических служб в программы с участием научного сообщества. Это батиметрические карты

|                                        |          |
|----------------------------------------|----------|
| Северного Ледовитого океана            | (IBCAO)  |
| Карибского моря и Мексиканского залива | (IBCCA)  |
| Центральной Восточной Атлантики        | (IBCEA)  |
| Средиземного моря                      | (IBCM)   |
| Юго-восточной части Тихого океана      | (IBCSEP) |
| Южного океана                          | (IBCSO)  |
| Западной части Индийского океана       | (IBCWIO) |
| Западной части Тихого океана           | (IBCWPR) |

Все эти программы также проходят путь от сбора отметок глубин и ручного составления карт к оцифровке данных и созданию ЦМР.

Наиболее далеко в этом продвинулись региональные проекты карт Северного Ледовитого океана (подготовлена версия 3) и Южного океана (входящая в геоинформационную систему Южного океана). Частично оцифрована карта Карибского моря и Мексиканского залива. Пилотный проект карты Средиземного моря, бумажная версия которой были издана в 1980 г., был продолжен изданием карт современных осадков, мощности осадков, аномального магнитного поля и поля силы тяжести. Более детальной батиметрии пока не предполагается, хотя именно здесь накоплено большое количество данных. Остальные региональные проекты практически прекратили свою работу, не дойдя даже до стадии издания бумажных карт. Сейчас такое издание уже можно считать неактуальным.

МОК ЮНЕСКО практически перестала поддерживать программы океанского картирования, упразднена координировавшая их деятельность Комиссия по глобальному океанскому картированию. В этих условиях программа ГЕБКО приняла на себя роль координатора и налаживает связи с региональными проектами океанского картирования и гидрографическими комиссиями.

Силами выпускников программы обучения ГЕБКО, финансируемой фондом Ниппон Фоундейшн, возобновлена деятельность проекта по юго-восточной части Тихого океана, начат проект по северной части Индийского океана.

Еще одной важной стороной деятельности ГЕБКО, осуществляемой через Подкомитет по географическим названиям, является разработка номенклатуры и создание Газетира (словаря географических названий) форм подводного рельефа. В настоящее время он насчитывает свыше 3500 названий. Географические названия имеют не только адресную и мемориальные функции, но и отражают приоритет исследований. Ежегодно в Подкомитет поступает 40–50 новых предложений о названиях.

ЦМР ГЕБКО и другая продукция (Карта Мирового океана, Газетир и др.) доступны на сайте ГЕБКО [www.gebco.net](http://www.gebco.net). Особенно возрос интерес к сайту после выхода в сентябре 2009 г. 5-ой версии Гугл-Земля, в которую включены данные по рельефу дна океана и дана ссылка на ГЕБКО.

По мере того как осознается необходимость знания рельефа дна для таких прикладных целей как использование минеральных и биологических ресурсов, прогноз изменения климата, экологическая безопасность, управление прибрежными территориями, создание систем оповещения о природных опасностях, возникают новые как национальные, так и международные проекты. Примером последнего является проект Евросоюза EMODNET/hydrography – создание ЦМР морей вокруг Европы с разрешением 0.25 дуговой минуты.

После «рождественского» цунами 2004 г. необходимость качественной батиметрии для прогноза распространения и высоты волны цунами была признана большей частью прибрежных государств. МОК был создан проект

«Цунами», начальной стадией которого были детальные батиметрические съемки прибрежных территорий и создание ЦМР.

Вопрос о том, какая детальность батиметрии нужна в научных исследованиях, был поставлен перед ведущими учеными в специально созданной рабочей группе (WG107) Совета по научным исследованиям (SCOR). Их доклады, оценки и рекомендации были опубликованы ЮНЕСКО в 2001 г.

Таблица.

| Предмет изучения                                      | Область                                                                | Горизонтальное разрешение              | Вертикальное разрешение                       |
|-------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|-----------------------------------------------|
| Геологическое строение                                | Ложе океана<br>Рифтовые зоны                                           | 250 м<br>100 м                         | 10 м<br>Несколько м                           |
| Моделирование океанской циркуляции, приливов и цунами | Открытый океан<br>Выступы<br>Каньоны и хребты<br>Континентальный шельф | 5–10 км<br>1–5 км<br>500 м<br>50–100 м | 50–10 м<br>20 м<br>Несколько м<br>Несколько м |

В отчете также содержатся рекомендации, большая часть которых, к сожалению, остается невыполненной. Особенно это касается поступления данных в Центр цифровой батиметрии. Основными приоритетами названы:

- Включение имеющегося оборудования для сбора данных (очень часто дорогостоящее оборудование не включается, что является «грошовой экономией с большими убытками»).

- Оцифровка существующих данных и их передача в центры данных.

- Поощрение проведения рейсов для заполнения существующих пробелов.

- Использование новых технологий (например, дрейфующих буев) для сбора данных в местах пробелов.

- Исследование возможности сбора данных коммерческими судами.

Дальнейшее развитие программ батиметрического картирования связано с востребованностью мировым сообществом все более детальных знаний о подводном рельефе.

High-quality oceanic bathymetry maps and digital models are crucial for the most of scientific, industrial and environmental researches who involved in ocean exploration process. The modern state of the international ocean mapping programs: GEBCO (General bathymetric chart of the oceans) and regional projects is reported.

**Чесалова Е.И.<sup>1</sup>, Асавин А.М.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, Москва;

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В. И.Вернадского, Москва e-mail: aalex06@inbox.ru)

**Подводные вулканы возвышенности Шатского (Тихий океана). Массив Таму, самый крупный вулкан Солнечной системы?**

**Chesalova H.I., Asavin A.M.**

(<sup>1</sup>GGM Vernadsky RAS Moscow; <sup>2</sup>Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow)

**Underwater volcanic massive from Shatsky rise (Pacific Ocean). Is it true that the massive Tamu largest volcano from Solar system?**

Недавние публикации в Nature [1] привлекли внимание к проблеме формирования океанических поднятий – LIP (large igneous province). В Тихом океане к таким поднятиям относятся – поднятие Шатского, Хеса, Онтонг-Ява и ряд других. До последнего времени полагали, что эти объекты подобно трапповым провинциям на материках, сложены преимущественно продуктами трещинного вулканизма, а встречающиеся на их территории вулканические постройки центрального типа – подводные горы, являются скорее исключением, чем правилом. Для Онтог-Ява поднятие это и сейчас выглядит правильным. Однако открытие крупных вулканов на поднятии Шатского совершенно меняет наши представления.

Сутью проблем, которую необходимо принять во внимание является то, обстоятельство, что условие изостатического равновесия предполагает для подводных гор наличие глубоких корневых систем (утолщений в верхних частях литосфере), что совершенно не обязательно для трещинных платоизлияний.

Соответственно, вокруг постройки центрального типа формируются отрицательные компенсационные кольца пониженных форм рельефа.

Кроме того, эти постройки в силу их механизма поэтапного образования, представлены набором сложных вулканотектонических форм (кальдер обрушения, паразитные конусы, цоколь щитового вулкана и т.п.) обычно характеризуются длительной историей развития – 10–50 млн. лет. Напротив, для LIP характерно геологически мгновенная одноэтапная история развития. На примере континентальных трапповых структур мы знаем, что они укладываются в период 2–5 млн. лет. После чего никакой активной вулканической деятельности в районе не возникает [3].

Налицо определенное противоречие, которое стоит перед исследователями магматизма в океаническом секторе.

Несомненно, полученные данные в результате активной программы изу-

чения океанов Американскими и Японскими исследователями помогут ответить на эти вопросы, позволят сделать огромный шаг вперед в изучении магматической и тектонической активности Земли. К сожалению, нам остается только с восхищением наблюдать со стороны за этим, поскольку российские суда уже давно не имеют возможности проводить исследования такого масштаба, и в силу позиции правительства России мы не участвуем в программах глубоководного бурения.

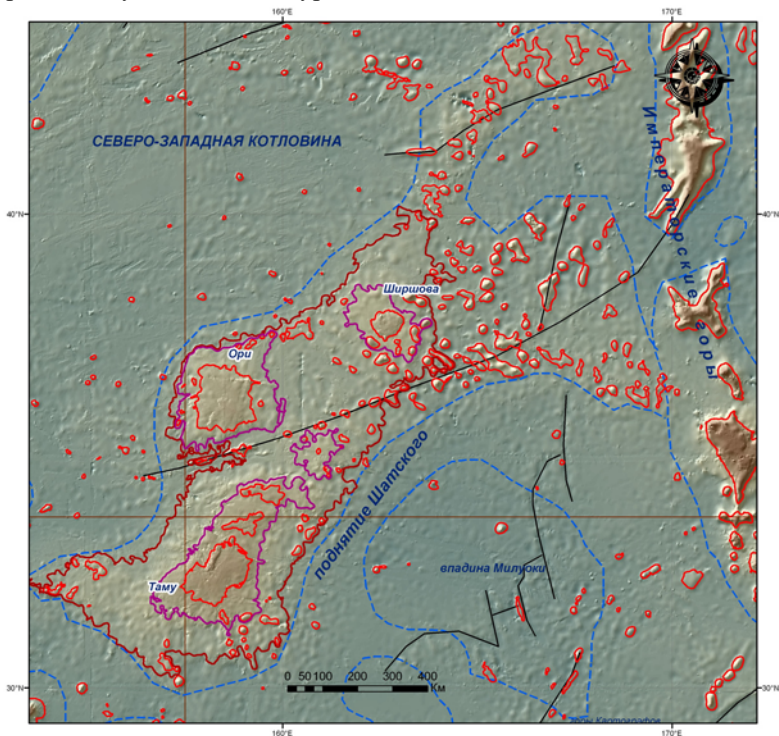


Рисунок 1. Оконтуривание по Гейке границ возвышенности Шатского и слагающих вулканических массивов.

Таблица. Площадь (тыс. км<sup>2</sup>) горно-вулканических сооружений

| Массив            | Шатского | Ширшова | Ори  | Таму | Без имени |
|-------------------|----------|---------|------|------|-----------|
| площадь по 4 град | 403.9    | 18      | 45.4 | 62.8 | 7.4       |
| Максим. площадь   |          | 3.3     | 16.6 | 19.8 |           |
| Вершина 1         |          |         |      | 14.9 |           |
| Вершина 2         |          |         |      | 2.3  |           |
| Вершина 3         |          |         |      | 2.6  |           |

На рис. 1 представлены границы массивов на возвышенности Шатского построенные в ГИС-проекте по граничному содержанию в 4 градуса угла наклона склона, и по изобате пьедестала. И в таблице указан расчет площади массивов для этих вариантов расчета. На рис. 2. представлена карта, на основе которой проводились границы. Интересно отметить, что мы не можем выделить по имеющимся данным единый моно вулкан – Таму. Из карт видно, что более убедительно представить вулкан как сумму трех независимых построек. Соответственно, исходя из этих данных самым крупным на возвышенности является массив Ори.

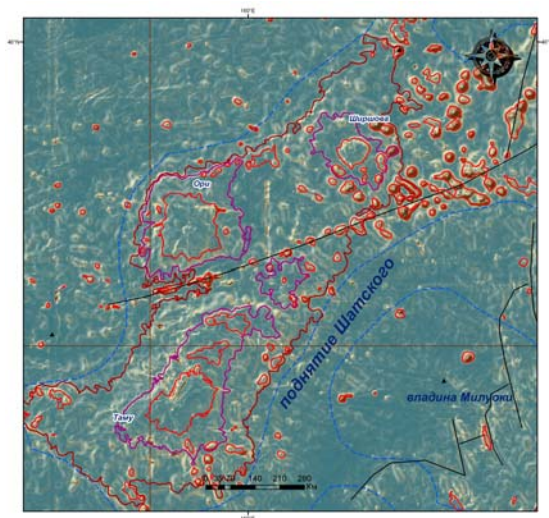


Рисунок 2. Карта Градиентов угла наклона склонов рельефа горных сооружений на возвышенности Шатского

Нами выделена крупная разрывная структура в центре возвышенности Шатского отделяющая меловую кору от Юрской. Видимо этот разлом глубинного заложения отвечает следам взаимодействия океанических плит – Фаралон, Тихоокеанской и Изагаги [2]. Разлом отделяет области с различной глубиной заложения слоя Мохоровича (рис. 3.) Массивы Ширшова и Ори располагаются в областях с большой глубиной заложения слоя. В районе массива Таму выделяется область с близкой областью магмообразования. Причем, важно подчеркнуть, что эта область захватывает только юго-западную часть массива. Условные части Таму – массив 2 и 3 относятся к другой – стабильной структуре. Такая же структура располагается под массивами Ширшова и подводными горами Императорской цепи.

Очень интересными оказались и гравиметрические данные. Под массивами Таму и Ори фиксируется заметная отрицательная гравитационная

аномалия. Это доказывает, что эти образования не имеют корневых структур. Что кардинально их отличает от обычных подводных гор.

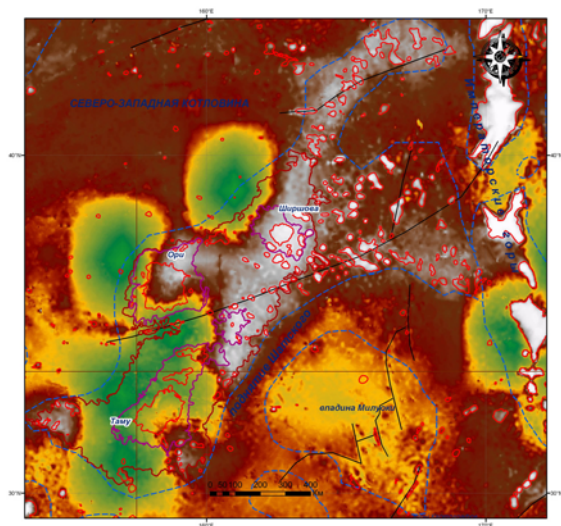


Рисунок 3. Карта положения границы Мохо.

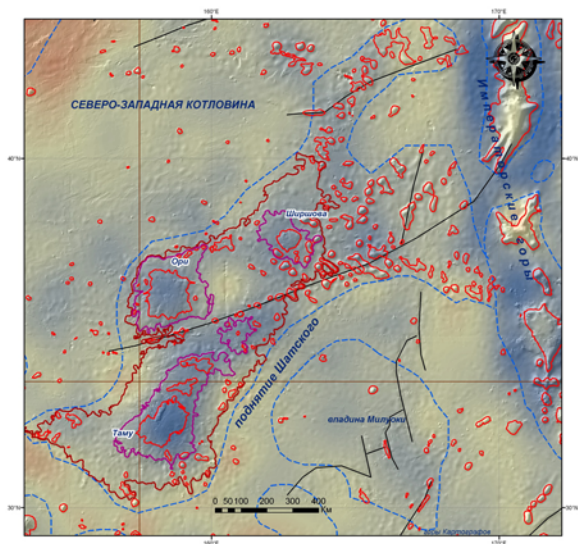


Рисунок 4. Карта гравитационных аномалий в районе возвышенности Шатского

Например, можно посмотреть на магнитное поле на рис. 4 в районе Императорских гор. Там крупные положительные аномалии под горами компенсируются отрицательными вокруг них. Это классическая картина изостатического равновесия вокруг вулканической структуры на поверхности океанической коры. Здесь картина прямо противоположна, под положительными формами рельефа располагается отрицательная гравитационная аномалия. Надо отметить, что для магнитного поля обстановка под тремя, выделенными нами структурами массива Таму, сходна. То есть механизма формирования этих гор был одинаковым.

Необычным объектом, выделенным на массиве Таму, является обелиск подобная удлинённая структура. Она напоминает крупное интрузивное тело – типа штока очень большого размера. В геофизическом отношении это тело сильно отличается от вмещающих базальтов. Однако его природа пока не изучена. Таким образом ряд выявленных нами фактов указывают на существенное отличие структур возвышенности Шатского от вулканических построек центрального типа.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №12-05-00974-а)*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sager W.W., Zhang J., Korenaga J. et al. An immense shield volcano within the Shatsky Rise oceanic plateau, northwest Pacific Ocean // Nature Geoscience. 2013. Published online 05 September doi: 10.1038/ngeo1934
2. Integrated Ocean Drilling Program Expedition 324 Preliminary Report. Testing plume and plate models of ocean plateau formation at Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean // 2009 Expedition 324 Scientists 4 September–3 November
3. Neal C.R., M.F. Coffin, N.T. Arndt et al. Investigating Large Igneous Province Formation and Associated Paleoenvironmental // Workshop Reports Events: A White Paper for Scientific Drilling. 2008. № 6. 15 pp. doi:10.2204/iodp.sd.6.01

We consider geophysical and geomorphological data on volcano building on Shatsky rise. Last researches under program IODP allow to speak about unusually large volcanic constructions of one of the largest on the Earth, and is possible and in Solar system (volcanos Tamu, Ori, Shirshov). However our analysis proves, that the structure of a volcanic massive in the given area and it internally structure of volcanic edifice strongly differs from classical underwater mountains.

**Шейков А.А., Глазырина Н.В., Глазырин Е.А.**

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru)

**К выделению грязевого вулкана Хахалева (Азовское море)**

**Sheikov A.A., Glazyrina N.V., Glazyrin E.A.**

(SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

**To allocation of a mud volcano Hakhaleva (Sea of Azov)**

В Азовском море и на прилегающей к нему территории грязевой вулканизм известен в Керченско-Таманском регионе [1]. Ареал его развития охватывает северо-западное погружение Большого Кавказа, южный борт Западно-Кубанского краевого прогиба, Северо-Таманскую зону поднятий и Керченско-Таманский периклинальный прогиб (рис. 1). В последние годы появились сведения о возможном наличии в акватории Азовского моря еще одного ареала грязевого вулканизма.

В 2008 г. при проведении обработки и интерпретации материалов высокочастотной сейсморазведки МОГТ, проводившейся ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» в рамках выполнения региональных геолого-съёмочных работ, Е.М. Хахалевым впервые зафиксирована структура, предположительно отнесенная генетически к грязевому вулкану (рис. 2). В дальнейшем данная структура получила неофициальное название по фамилии автора. Предполагаемая грязевулканическая структура приурочена к зоне погружения Азовского вала Скифской эпигерцинской плиты Предкавказья (рис. 1). Таким образом, возник вопрос о возможном существовании еще одного ареала грязевулканической деятельности.

При выполнении геологической съёмки масштаба 1:200 000 морской части листа L-37-XV (Приморско-Ахтарск) с целью изучения разреза четвертичных отложений и природы данной структуры пробурено 3 картировочные скважины. Остановлены они в верхнеэоценовых (новозвксинских?) отложениях на глубинах 13.1–15.1 м от морского дна из-за встречи литифицированных образований – песчаников и мергелей.

Скважины пересекли следующий разрез: алевропелитовый ил с ракушей мощностью 1.4–2.3 м; глины слоистые песчанистые мощностью 4.3–8.3 м с постепенным переходом в слоистые пески мощностью от 5.3 до 8.5 м и более; глины слоистые мощностью 0.7 м; алевропелитовые отложения с обломками мергеля. Последние вскрыты одной скважиной на глубине 13 м, остальные не вышли из литифицированных песков на глубинах 15–15.1 м.

Над песками глины на мощность от 1.4 до 4.7 м имеют выраженные следы наложенных процессов минерализации в виде импрегнации дисульфидов железа в форме секущих извилистых жилообразных выделений, обильных пятен и гнезд микрозернистого кальцита.

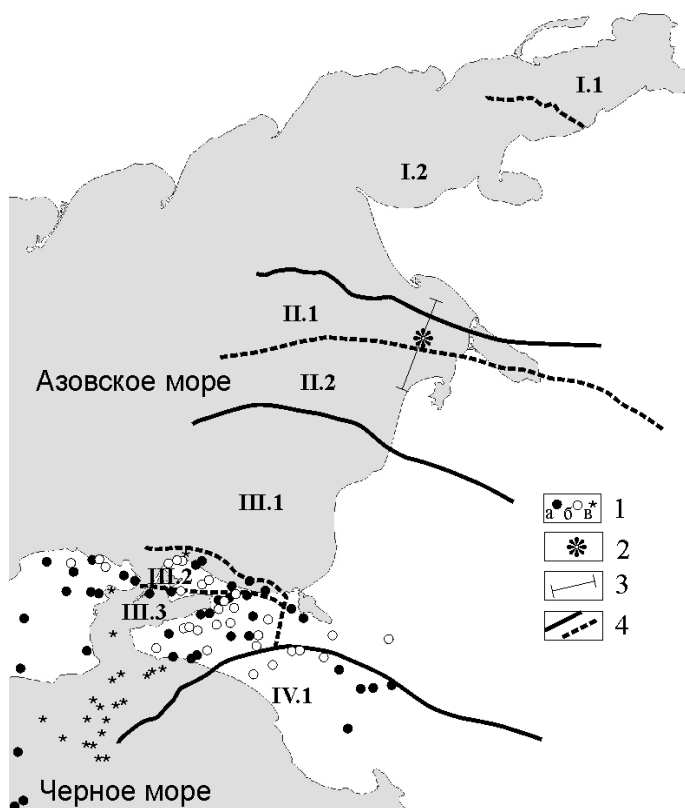


Рисунок 1. Распространение грязевого вулканизма в регионе:

- 1 – грязевые вулканы: а – действующие, б – потухшие, в – предполагаемые по геофизическим данным; 2 – грязевой вулкан Хахалева;
- 3 – профиль сейсморазведки ВЧ МОГТ; 4 – границы структурно-тектонических зон различного порядка в Российском секторе. Восточно-Европейская платформа: I.1 – Ростовский выступ, I.2 – Северо-Азовский прогиб; Скифская плита: II.1 – Азовский вал, II.2 – Тимашевская ступень; Предкавказские альпийские прогибы и поднятия: III.1 – Западно-Кубанский краевой прогиб, III.2 – Северо-Таманская зона поднятий, III.3 – Керченско-Таманский периклиналильный прогиб; IV.1 – покровно-складчатая зона Северо-Западного Кавказа.

Песок местами цементируется гидроокислами железа и марганца или дисульфидами железа. В нижней части пачки он подвергнут литификации с учащающимися интервалами.

Алевропелитовые отложения с обломками мергеля по своим признакам [2] полностью соответствуют грязевулканическим отложениям. Вмещающий алевропелитовый матрикс имеет неслоистое нарушенное строение, об-

водненность, более светлый цвет, в то время как выше лежащие алевропелитовые отложения тонкослоистые и более плотные. Граница между ними резкая. Встреченные обломки мергеля представляют собой чужеродные включения. По свежести и отсутствию признаков окатанности (волноприбойного воздействия) они не могут быть результатом ледового разноса или донного переноса. Степень литификации, наличие замещенных коллофаном и глауконитом органических остатков, в том числе рыбных, четко выраженная ихнитовая текстура свидетельствует о более древнем возрасте мергелей по отношению к вмещающему верхненеоплейстоценовому разрезу. По своим литолого-петрографическим признакам они схожи с таковыми неогенового или более древнего возраста и, по всей видимости, вынесены с глубинной части разреза.

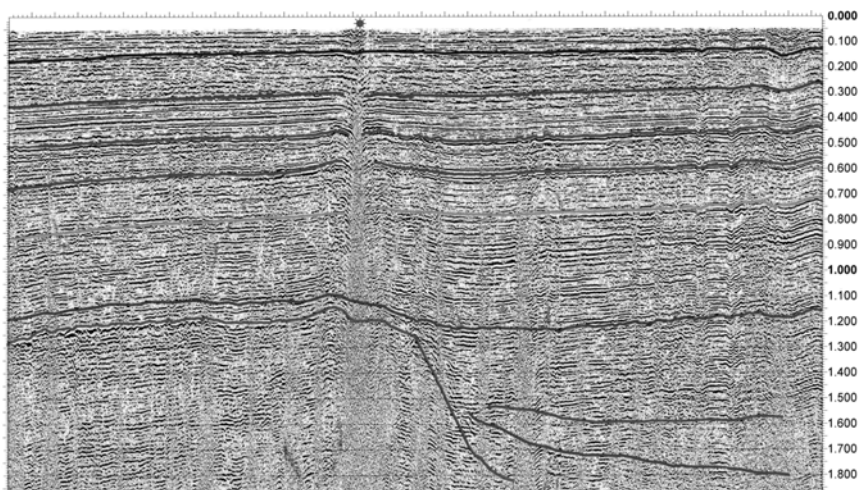


Рисунок 2. Грязевулканическая структура на временном разрезе ВЧ МОГТ. Положение профиля дано на рис. 1.

Необычным фактом служит сама литификация четвертичных песков, ранее не встречавшаяся в аналогичных отложениях вскрытых многочисленными картировочными скважинами в Азовском море.

Цемент всех вскрытых песчаников неоднородный базальный, карбонатного и рудно-карбонатного состава. В составе цемента часто присутствует большое количество рудного материала (до 10 %) – гидроокислов железа и марганца или сульфидов железа, что указывает на резко неоднородные окислительно-восстановительные условия цементации. Цемент обладает весьма необычной структурой – в различной степени проявленными реликтами ритмично-зонального колломорфного строения.

Ритмично-зональная структура образована чередованием зон с различным соотношением карбоната и рудного материала (рис. 3). Реликтовые колломорфные структуры цемента свидетельствуют о его формировании из коллоидных или пересыщенных растворов. За счет перекристаллизации первично колломорфных структур развиты метаколлоидные и разнотермические структуры, до пойкилокластовой. Собственно пойкилокластовая структура цемента характерна для нептунических даек, сопровождающих грязевулканическую деятельность. Все эти признаки свидетельствуют о литификации песков в зоне активной флюидизации разреза, что подтверждается геолого-геофизическими особенностями участка.

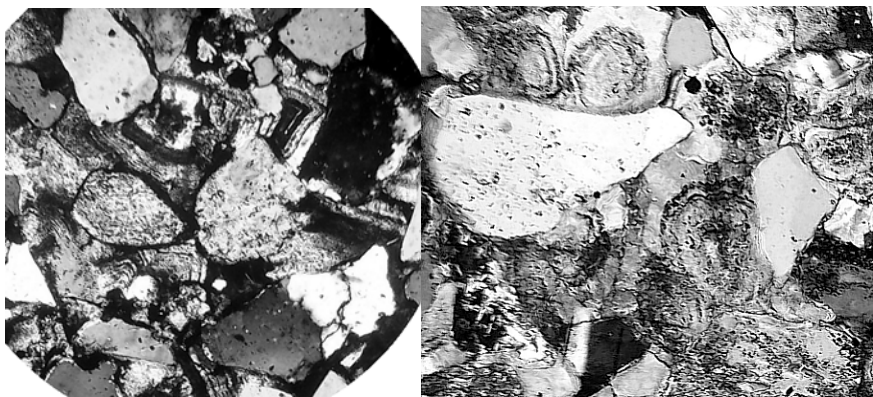


Рисунок 3. Реликты ритмично-зональных колломорфных агрегатов цемента песчанников

Колломорфные структуры карбонатного цемента в четвертичных отложениях Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов, судя по литературным и нашим данным, характерны для участков придонной разгрузки холодных флюидов, в частности карбонатных построек метановых сипов. Очаговая литификация песков (нептунические дайки, «шайтанские сады») и карбонатизация флюидовыводящих каналов характерна для грязевулканических структур [3]. В этом отношении описываемые песчаники рассматриваются как результат очаговой литификации осадков под действием флюидной разгрузки. С этим же воздействием связана и сульфидно-карбонатная минерализация перекрывающих глин.

Таким образом, геофизические, литологические и петрографические данные свидетельствуют о наличии на участке картировочного бурения перекрытого голоценовыми осадками грязевулканического очага с признаками проявления в разрезе над ним концентрированной газово-флюидной разгрузки. Подтверждение существования ранее предполагавшегося по геофизическим данным грязевого вулкана Хахалева говорит о возможном нали-

чий в акватории Азовского моря еще одного ареала грязевого вулканизма, связанного с тектонической структурой Азовского вала.

*Работы выполнены по государственным контрактам № 41/01/13-49 и 42/01/60-9.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслов Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2006. 176 с.
2. Ахманов Г.Г., Лимонов А.Ф. Грязевулканические отложения: генетические признаки и роль в осадконакоплении // Вестн. моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 5. С. 22–28.
3. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241.

On the basis of geological data existence of mud volcano of Hakhalev earlier assumed on geophysical data is confirmed. Vulcan Hakhalev is dated for the Azov shaft and testifies to possible existence of one more area of a mud volcanism in the water area of the Sea of Azov.

***СИМПОЗИУМ  
ИМ. Л.П. ЗОНЕНШАЙНА “ТЕК-  
ТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ”***

***L.P. ZONENSHAIN MEMORIAL  
SYMPOSIUM “LITHOSPHERE  
PLATE TECTONICS”***

**Глазырин Е.А.**

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru)

## **Современные проявления эндогеодинамической деформации морского дна притаманского шельфа**

### **Азово-Черноморского бассейна**

**Glazyrin E.A.**

(SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

## **Modern displays of endogenic geodynamic sea-bottom deformations at the Taman shelf zone of the Azov–Black Sea basin**

Новейшие эндогеодинамические деформации рельефа широко проявлены на площади Таманского полуострова. Они находят прямое отражение в его рельефе. Практически все линейные антиклинали, а особенно осложняющие их брахиантиклинали, имеют позднеплиоценовый–нижнечетвертичный возраст и проявлены в рельефе в виде гряд высотой до 160 м [1]. В их ядрах обнажаются породы майкопской серии и среднего миоцена. О продолжающемся росте антиклинальных структур свидетельствуют деформации культурных слоев на раннепалеолитических местонахождениях плейстоценового возраста [2] и активное поражение оползневыми процессами в береговой зоне. Отражением современной эндогеодинамической активности региона служит активный грязевой вулканизм, где он приурочен к локальным компрессионным структурам, преимущественно брахиантиклиналям. Основу деформируемого разреза составляют пластичные глинистые отложения палеоген-неогенового возраста. Проводимый ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» государственный мониторинг состояния недр в прибрежно-шельфовой зоне Азово-Черноморского бассейна выявляет широкое развитие современных эндогеодинамических деформаций рельефа морского дна на площади притаманского шельфа.

Ярким проявлением современной высокоамплитудной эндогеодинамической деформации служит тектоническое поднятие морского дна Азовского моря с захватом береговой полосы в районе мыса Каменный, произошедшее в 2011 году [3]. Поднятие в сечении имеет выпуклую форму и осложнено малоамплитудной (до 2 м) разрывной тектоникой. Эпицентр поднятия проецируется в морскую часть, где его амплитуда оценивается не менее чем в 6 м. Видимая длина поднятия вдоль обнажившейся береговой линии составляет 435 м (рис. 1).

Поднятие приурочено к сложно построенной брахиантиклинали, в свою очередь кулисообразно осложняющей региональную линейную антиклиналь субширотного простирания. По геофизическим данным разрез в эпицентре поднятия флюидизирован и разбит системой разломов. Возникновение поднятия рассматривается как эмбриональная стадия зарождения грязевого вулкана. За 2011/2012 год здесь произошла разгрузка остаточных тек-

тонических напряжений с формированием отдельных приподнятых блоков с амплитудой до 0.5 м.



Рисунок 1. Сохранившееся от волновой абразии современное тектоническое поднятие морского дна Азовского моря у мыса Каменный  
Фото А.А. Марфина, 2011 г.

Другим примером современной эндогеодинамической активности и изменений рельефа морского дна служит подводный грязевой вулканизм. Наиболее изучены в этом плане подводные грязевые вулканы банки Темрюкской и банки Голубицкой. Расположены они на антиклинальных структурах.

Грязевой вулкан банки Темрюкской последний раз активно извергался в 2007 г. с образованием острова высотой до 1 м. В настоящее время в рельефе морского дна это слабо выраженное и дугообразно изогнутое валообразное поднятие с осевым гребнем и конусной постройкой (рис. 2). К юго-западу (к берегу) поднятие постепенно расширяется. В волноприбойной зоне оно практически абрадировано, а на берегу хорошо выражено в рельефе в виде гряды. Здесь на нем расположен другой грязевой вулкан (Синяя Балка), он выражен в виде высоты 40.7 м, что находится между горой Тиздар и станицей Пересыпь (рис. 3). Все эти положительные формы служат геоморфологическим отражением антиклинали Фонталовская.

Грязевой вулкан банки Голубицкой за прошедший период извергался несколько раз с формированием эфемерных островов, быстро уничтожаемых волновой деятельностью. Он приурочен к линейному поднятию, которое на суше представлено в виде гряды с горами Голубицкая и Сопка (рис. 3). Последняя является грязевым вулканом. Это поднятие служит геоморфологическим отражением Анастасиевско-Краснодарской антиклинали.

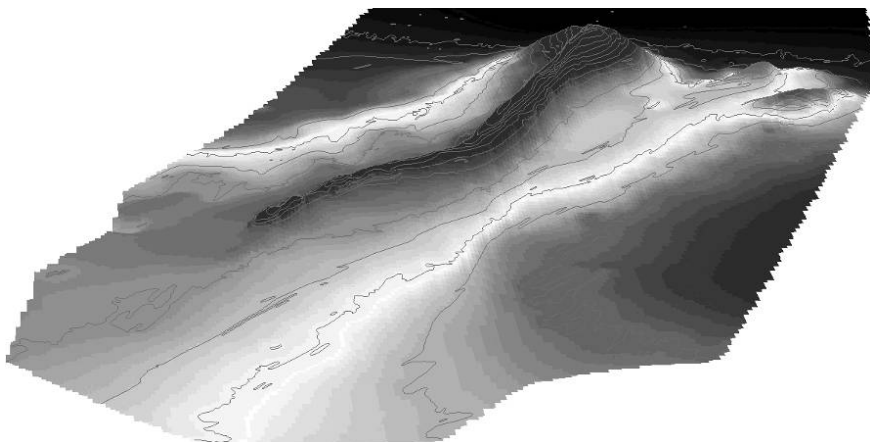


Рисунок 2. Объемная батиметрическая модель подводного грязевого вулкана банки Темрюкской. Сечение изобат 0.5 м.

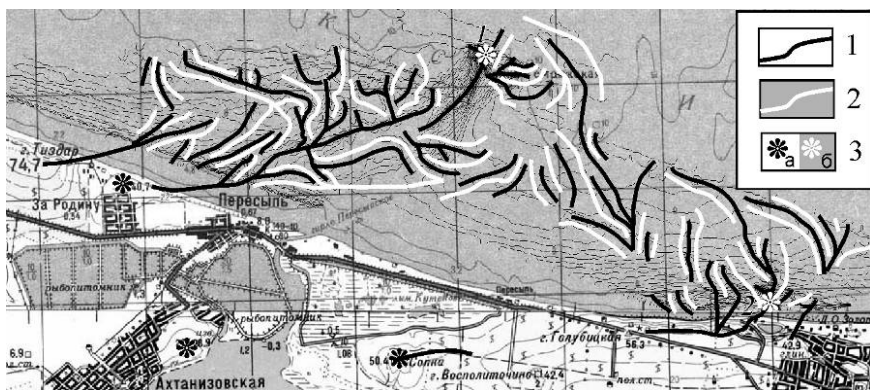


Рисунок 3. Проявление эндогеодинамической деформации в рельефе морского дна в притаманской части Азовского моря: 1 – валообразные поднятия морского дна; 2 – ложбины на морском дне; 3 – сухопутные (а) и подводные (б) грязевые вулканы (1 – банки Темрюкской, 2 – банки Голубицкой).

По данным эхолотирования и сейсмоакустического профилирования на морском дне в районе подводных грязевых вулканов, не смотря на активное проявление донной абразии, присутствуют частые валообразные поднятия и ложбины (рис. 3). Высота валов достигает 1 м. В плане они сгруппированы в веерообразные структуры. Подводные грязевые вулканы расположены в центре таких групп. Валы выходят на сушу, где представлены грядами в рельефе и на которых располагаются сухопутные грязевые вулканы.

Часть из этих валов и ложбин может иметь литодинамическое происхождение, но приуроченность их к грязевулканическим и антиклинальным структурам, данные сейсмоакустического профилирования свидетельствуют в большинстве случаев об их тектонической природе. Происхождение большинства этих валов и ложбин в рельефе морского дна рассматривается как результат непрекращающейся эндогеодинамической деформации существенно глинистого палеоген-неогенового разреза.

В пределах притаманского сектора черноморского шельфа брахиантиклинальные структуры выделяются в виде подводных банок (банки Аксенова, Вольского, Андреева, Савенко и др.). Такая выраженность в рельефе в зоне действия активной донной абразии свидетельствует о непрекращающемся тектоническом росте данных структур. В ядрах брахиантиклиналей присутствуют субвертикальные участки потери сейсмоакустического сигнала за счет флюидизации разреза и нарушения его сплошности (рис. 4). Об активности антиклинальных структур свидетельствуют приуроченность к ним газовых факелов (сипов) и подводных грязевых вулканов [4].

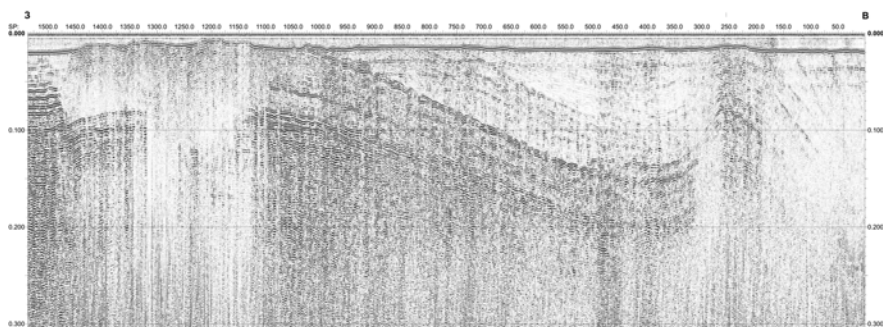


Рисунок 4. Брахиантиклинали подводных банок Аксенова и Вольского на временном сейсмоакустическом разрезе

Таким образом, площадь притаманского шельфа Азово-Черноморского бассейна характеризуется активными и градиентными современными эндогеодинамическими деформациями морского дна. Скорость вертикальных деформаций нередко превышает скорость донной абразии, что находит свое отражение в особенностях рельефа морского дна. На этом фоне выделяются весьма скоротечные очень интенсивные и высокоамплитудные локальные деформации поперечником в сотни метров и превышающие среднегодовые скорости в несколько порядков.

*Работы выполнены по государственным контрактам № 35/01/60-11 и 42/01/60-9.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области // М.: Изд. АН СССР, 1962. 192 с.
2. Ранний палеолит Евразии: новые открытия: Материалы международной конференции (Краснодар – Темрюк, 1–6 сентября 2008 г.). Ростов-на-Дону, 2008. 208 с.
3. Попков В.И., Глазырин Е.А., Фоменко В.А. и др. Катастрофическое тектоническое событие лета 2011 г. на Таманском полуострове // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 448. С. 680–683.
4. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Любицкий А.А. и др. Грязевые вулканы на прикерченском участке шельфа и материкового склона Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 3. С. 28–36.

The shelf of the Azov and Black seas (the Azovo-Black Sea basin) at Taman peninsula is characterised by active and diluvial gradient geodynamic deformations of sea bottom. Speed of deformations quite often exceeds abrasion processes speed.

**Ерошенко Д.В., Харин Г.С.**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: kharin@atlas.baltnet.ru)

## **Вулканокластика в осадочной толще Китового хребта**

**Eroshenko D.V., Kharin G.S.**

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

## **Volcanoclastic in sedimentary strata of the Walvis Ridge**

Китовый хребет представляет собой эшелонированную структуру, простирающуюся на более чем 2000 км в юго-западном направлении от атлантического побережья Южной Африки к САХ [1, 2]. В геологическом плане хребет состоит из переслаивающихся линз и прослоев вулканических пород с карбонатными толщами осадков, осложненных локальными подводными горами и сеткой разломов. Хребет является одним из звеньев симметричных поднятий Южной Атлантики, в западной ее части его «продолжением» являются плато Рио-Гранде и Сан-Паоло. Геологическая история хребта началась с тектономагматических процессов, приведшими к отделению Африки от Южной Америки около 165 млн. лет назад. Образование хребта связывают с прохождением литосферных плит над «горячей точкой», современной проекцией которой является сейчас о. Тристан да Кунья. Многочисленные исследования вулканических пород этого региона подтверждают участие в процессе раздвижения мантийного плюмового материала [1, 3, 4]. Влияние плюмового магматизма подтверждается в частности датировками вулканических пород Китового хребта, которые уменьшаются от северо-восточной окраины хребта к его юго-западной части, к о. Тристан да Кунья [1, 3]. Возраст пород показывает, что магматическая активность в районе Китового хребта наблюдалась в течение верхнего мела, палеогена и практически сошла на нет в неоген-четвертичное время. Масштаб и динамику этого процесса поможет скорректировать изучение вулканических пеплов, зафиксированных в скважинах глубоководного бурения DSDP и ODP. Цель данной работы: выявить особенности развития эруптивного вулканизма в регионе и установить его связь с магматическими процессами, происходящими в Юго-Восточной Атлантике.

Всего нами было проанализированы данные по 35 скважинам, пробуренные в этом регионе (рис. 1). Из них только в 15-ти вскрыты вулканокластические отложения. Возрастной интервал, охваченный бурением, составил 70–78 млн. лет. Относительный возраст пепловых прослоев определялся нами при помощи биостратиграфических и магнитных маркеров, опубликованных в первичных отчетах по бурению. В кернах скважин выделяются прослои вулканических пеплов мощностью от 10 см до 2–4 м с содержанием вулканического стекла свыше 50%. В ряде

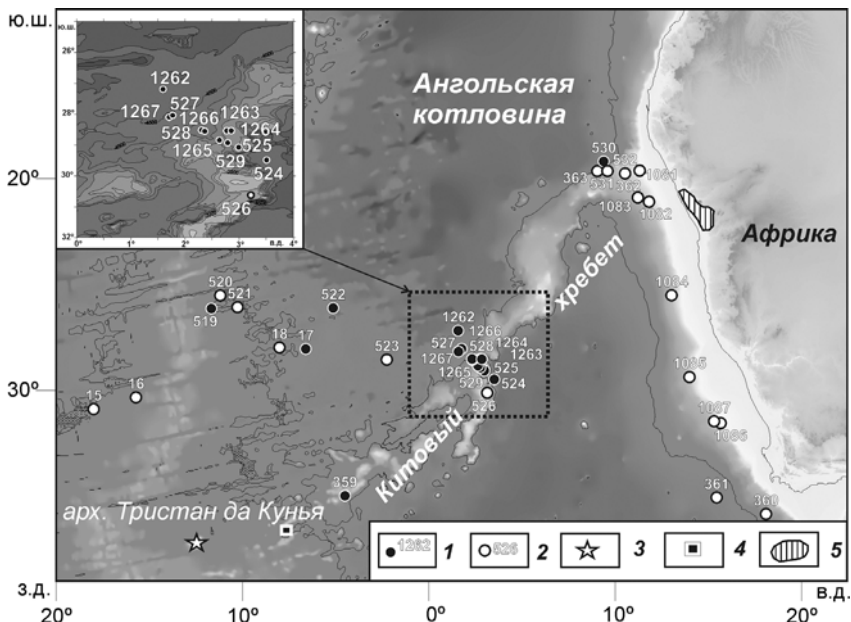


Рисунок 1. Скважины глубоководного бурения, Китовый хребет. 1 – скважины с вулканокластическим материалом, 2 – скважины без вулканокластике, 3 – современная проекция горячей точки (архипелаг Тристан да Кунья), 4 – ст. 1695, драга, АО ИО РАН, ст., 5 – провинция Этендека [4].

скважин вскрыты прослои лавокластитов, гиадокластитов эоцен-миоценового возраста (скв. 519, 522, 524). Встречаются также многочисленные прослои вулканических осадков, представленные глинами и турбидами с содержанием вулканического стекла до 78% (скв. 528, 530, 1262–1267, 359). Редко встречаются измененные пеплы в виде цеолитизированных глин, в основном, эоцен-миоценового возраста. Основная часть прослоев пепла вскрыта скважинами в центральной части Китового хребта, единичные прослои встречаются в юго-западной (скв. 359) и северо-восточной (скв. 530) частях. Наличие большого количества прослоев вулканических глин и турбидитов по сравнению с общим количеством прослоев вулканокластике указывает на интенсивные гидродинамические и литодинамические обстановки формирования вулканокластических отложений. Стратиграфическое распределение прослоев пепла показывает, что основные моменты эруптивного вулканизма в регионе приходятся на 70–65, 50–45, 20–18 млн. лет, когда количество прослоев пеплов, вскрытых в осадочной толще средней части Китового хребта, увеличивается в разы (рис. 2). При этом максимальное количество прослоев относится к палеогену. В неоген-

четвертичных толщах, вскрытых скважинами глубоководного бурения, пепловые прослои встречаются редко.

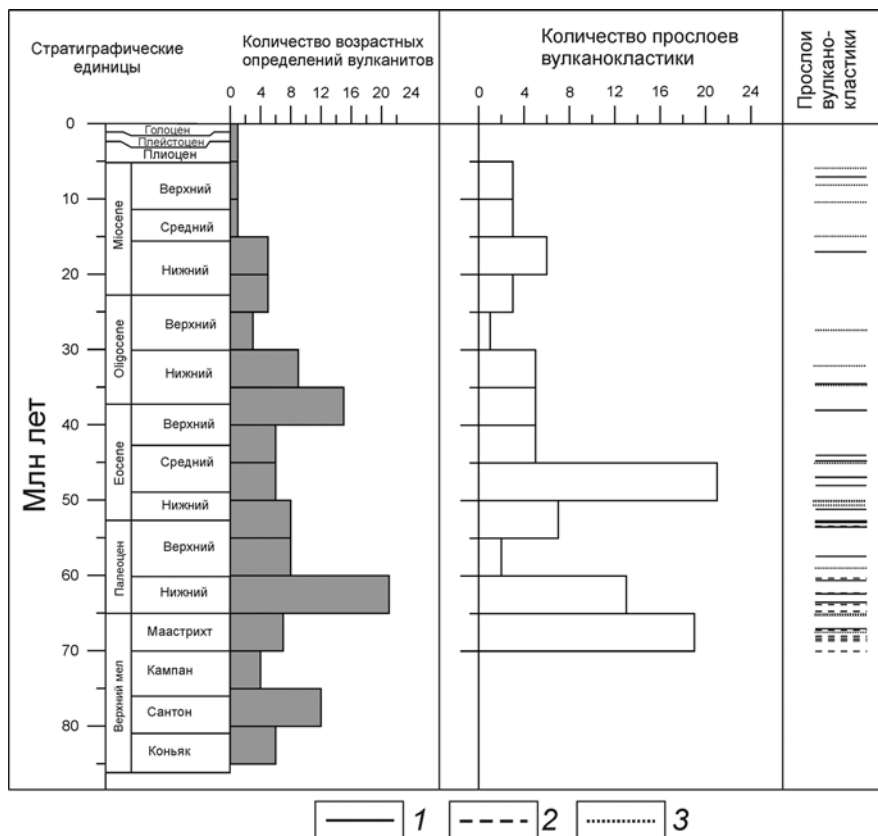


Рисунок 2. Датировки вулканических пород и вулканокластических отложений в скважинах глубоководного бурения в районе Китового хребта по данным DSDP и ODP. Датировки вулканитов по [1–3, 5, 6]. 1 – прослой пепла; 2 – измененные пеплы (палагонизированные, цеолитизированные); 3 – прослой с содержанием вулканического стекла менее 50%.

Химический состав вулканитов региона Китового хребта и его корневой части на африканском побережье (провинции Этендека, Даммара) опубликован в трудах Л.Н. Когарко, В.Д. Салтерса, М. Виллволда, С. Ричардсона, Р.В. Фодора, Д. Винсента, Д.С. Марша, Г. Томсона, Адама, А.А. Пейве и многих других. Он достаточно разнообразен, на что указывают поля вулканитов древней проекции «горячей точки» (провинция Этендека) и современной (о. Тристан да Кунья, о. Гофф) (рис. 3) [1, 3, 4]. Анализ немногочис-

ленных проб вулканокластики дополняет картину состава палеогеновых вулканитов. Вулканизм в палеогене характеризовался также разнообразным составом (от основного базальтового до среднего, щелочного и кислых разностей). Этот состав зафиксирован в прослоях гиалокластитов, вулканических туфов и турбидитов скважин 519, 522, 359 и 530.

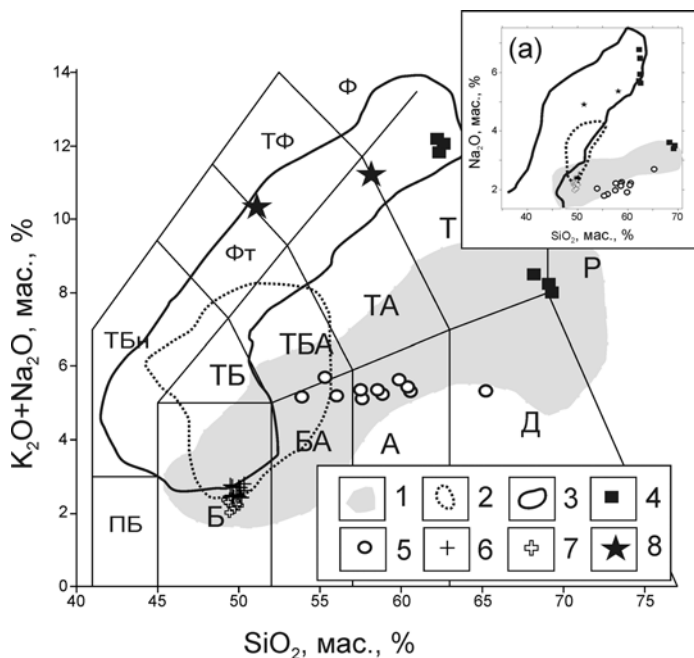


Рисунок 3. Химический состав вулканокластических отложений Китового хребта по данным DSDP и ODP. 1 – поля вулканитов провинции Этендека [4], нижний мел; 2 – обломки вулканических пород в скважинах 525, 527, 528, верхний мел; 3 – поля неоген-четвертичных вулканитов арх. Тристан да Кунья; 4 – вулканический туф скв. 359, верхний эоцен; 5 – вулканические турбидиты скв. 530, ранний миоцен; 6 – гиалокластит скв. 522, верхний эоцен; 7 – базальт со стеклом, скв. 519, верхний миоцен; 8 – образцы АО ИО РАН, ст.1695, 14 рейс НИС «Академик Курчатов». (а) – натровость вулканокластики Китового хребта.

Полученные данные иллюстрируют эволюционный тренд магматизма горячей точки Тристан да Кунья: от щелочных разностей основных и кислых пород раннего мела корневой части Китового хребта, толеитовых базальтов, андезитов, трахибазальтов позднего мела и палеогена его центральной части, до современных натровых пород западной части хребта (рис. 3а). Возраст вулканитов провинции Этендека составляет примерно 131–126 млн лет [1]. При формировании корневой части хребта в этот период были харак-

терны процесс утонения коры и контаминации в магматических очагах корового вещества [1]. Плюмовая активность и вышеперечисленные процессы привели к появлению вулканитов разных по составу и степени плавления [1, 2]. Подобное состояние магматических очагов, вероятно, сохранилось до современного времени, усложненное протекающими в них процессами кристаллизационной дифференциации. На это накладывается постепенное уменьшение вулканической активности горячей точки, что подтверждается сравнением полученных циклов пеплонакопления с опубликованными датировками вулканических пород (рис. 2), где наблюдается постепенное уменьшение количества прослоев пепла после 50 млн. лет.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пейве А.А. Подводные горы востока Южной Атлантики: происхождение и соотношение с мезозойско-кайнозойскими магматическими структурами Западной Африки // Геотектоника. 2011. № 3. С. 31–47.
2. Артамонов А.В., Золотарев Б.П. Тектоника и магматизм внутриплитных океанических поднятий и гипотеза «горячих точек» // Геотектоника. 2008. № 1. С. 77–96.
3. Adam C., Vidal V., Escartin J. 80-Myr history of buoyancy and volcanic fluxes along the trails of the Walvis and St. Helena hotspots (South Atlantic) // Earth and Planetary Science Letters. 2007. № 261. P. 432–442.
4. Marsh J.S., Ewart A., Milner S.C. et al. The Etendeka Igneous Province^ magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Parana-Etendeka flood basalt province // Bull. Volcanol. 2001. № 62. P. 464–486.
5. Rohde J. K., van den Bogaard P., Hoernle K. et al. Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages on phenocryst phases // Tectonophysics . In press. DOI 10.1016/j.tecto.2012.08.026.
6. O'Connor J.M., Duncan R.A. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot System' Implications for African and South American Plate Motions Over Plumes // Journal of Geophysical Research. 1990. V. 95. P. 17475–17502.

The analysis of the volcanoclastic data of DSDP and ODP of Walvis Ridge indicates gradual reduction of volcanic activity in the Paleogene and the Neogene in the region. Mains of an eruptive volcanism in the region fall on 70–65, 50–45, 20–18 Ma. The chemical composition of volcanoclastic dates confirms existence of magmatic centers with a different chemical composition in the Paleogene and Neogene.

**Железнов А.М.<sup>1</sup>, Смит Д.К.<sup>2</sup>, Палмиотто К.<sup>3,4</sup>, Парнелл-Тёрнер Р.Э.<sup>5</sup>, Шутен Г.<sup>2</sup>, Канн Д.Р.<sup>6</sup>, Дзяк Р.П.<sup>7</sup>, Дик Г.Д.Б.<sup>2</sup>, Бэй Х.<sup>8</sup>**

<sup>1</sup>Факультет географии и геоэкологии СПбГУ, Санкт-Петербург, [zhelezi@yandex.ru](mailto:zhelezi@yandex.ru);

<sup>2</sup>Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, USA

<sup>3</sup>University of Bologna, Italy; <sup>4</sup>ISMAR, CNR of Bologna, Italy; <sup>5</sup>Department of Earth Sciences, Bullard Laboratories, University of Cambridge, UK; <sup>6</sup>Department of Earth Sciences, University of Leeds, UK; <sup>7</sup>Cooperative Institute for Marine Resource Studies, Oregon State University/National Oceanic and Atmospheric Administration, HMSC, USA;

<sup>8</sup>Department of Geology, University of Maryland, USA)

## **Тектоногенные структуры в рельефе Срединно-Атлантического хребта**

**Zheleznov A.M.<sup>1</sup>, Smith D.K.<sup>2</sup>, Palmiotto C.<sup>3,4</sup>, Parnell-Turner R.E.<sup>5</sup>, Schouten H.<sup>2</sup>, Cann J.R.<sup>6</sup>, Dziak R.P.<sup>7</sup>, Dick H.J.B.<sup>2</sup>, Bai H.<sup>8</sup>**

<sup>1</sup>Faculty of geography and geoecology, St.-Petersburg State University, St.-Petersburg, Russia;

<sup>2</sup>Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, USA;

<sup>3</sup>University of Bologna, Italy; <sup>4</sup>ISMAR, CNR of Bologna, Italy; <sup>5</sup>Department of Earth Sciences, Bullard Laboratories, University of Cambridge, UK; <sup>6</sup>Department of Earth Sciences, University of Leeds, UK; <sup>7</sup>Cooperative Institute for Marine Resource Studies, Oregon State University/National Oceanic and Atmospheric Administration, HMSC, USA;

<sup>8</sup>Department of Geology, University of Maryland, USA)

## **Tectonically active terrains on the Mid-Atlantic Ridge**

В докладе приводятся результаты экспедиций по исследованию Срединно-Атлантического хребта, которые состоялись в 2012 и 2013 гг. на судах Вудс-Холского океанографического института под руководством Деборы Смит (США). Целью данных работ являлось изучение морфологии и геодинамической истории развития сегментов Срединно-Атлантического хребта (САХ), на которых широко представлен тектоногенный рельеф внутренних океанических комплексов (перевод англоязычного термина “oceanic core complex” по Силантьеву С.А.). Собственно внутренним океаническим комплексом (ВОК) является комплекс пород габбро-перидотитовой ассоциации, слагающих эти прифланговые поднятия. На склонах ВОК, хорошо заметных на батиметрических картах, сторона, обращённая к оси хребта, обычно выположена и отличается специфичным гофрированным микрорельефом. При этом именно по этому склону и обнажаются глубинные породы. Изначально предполагалось, что подобные структуры могут возникать только по краям сегментов разного порядка у медленноспрединговых хребтов (то есть преимущественно в зонах сочленения рифтовой долины с трансформными разломами), но последние исследования показывают, что подобные массивы могут занимать до 50% [1] площади дна рифтовой долины на медленноспрединговых хребтах.

Структуры пологих куполов ВОК пока ещё содержат целый ряд научных загадок из областей океанологии, тектоники, геологии глубинных пород, геотермии, геохимии, морской биологии и, конечно, геоморфологии срединно-океанических хребтов. Материалы последних исследований авторов позволяют оценить положение и роль ВОК в общем рельефе САХ за счёт обширного покрытия батиметрической и, отчасти, геофизической съёмкой.

В ходе рейса АТ21-03 (НИС “Atlantis”, WHOI, июнь–июль 2012) основной задачей являлось размещение трёх автономных гидрофонов, которые в составе общей сети из восьми устройств должны собрать за 2012–14 годы детальную информацию о сейсмичности в экваториальной Атлантике. Подобные работы в северной Атлантике позволили [2] оценить тектоническую активность, которая связана с развитием ВОК по разломам типа детачмент.

В рейсе KNR-210-5 (НИС “Knorr”, WHOI, май–июнь 2013) крупномасштабные геофизические и геологические работы проводились на конкретном участке САХ в районе неактивного гидротермального поля Краснов (поле подробно описано в [3]), напротив которого зафиксирована и детально исследована серия ВОК (в границах сектора  $16^{\circ}20' - 16^{\circ}50'$  с.ш.). Для работ использовался широкий спектр оборудования: глубоководный необитаемый аппарат “Sentry”, подводная фотокамера, магнитометр, гравиметр, многолучевой эхолот, гидрофизические сенсоры, но для пробоотбора применялись исключительно драги.

По ходу движения к районам основных работ получен уникальный материал многолучевой съёмки дна. Целый ряд материалов подтверждает развитие ВОК на западном и восточном флангах далеко за пределами осевой зоны САХ. Также среди участков дна, которые покрыты батиметрической съёмкой, необходимо отметить внутритрансформное поднятие трансформной зоны Долдрамс ( $7^{\circ}20'$  с.ш.), неовулканическую зону на  $5^{\circ}30'$  с.ш. и глубоководные каналы на континентальном склоне Бразилии в районе впадения Амазонки в Атлантику.

В настоящее время ещё продолжается обработка экспедиционных данных, но уже можно сделать предварительные выводы. Развитие сектора сектора  $16^{\circ}20' - 16^{\circ}50'$  с.ш. не было симметричным на западном и восточном флангах, но примерную скорость спрединга за последние 4 млн. лет в этом секторе можно оценить в  $\sim 24$  км/млн. лет. Если восточный склон рифтовой долины представлен базальтовой грядой, то западный разорван на отдельные поднятия ВОК сериями разновозрастных детачментов. Данный участок также можно разделить и на северный и южный сегменты: северный характеризуется значительной глубиной в осевой части, а южный отличается активной неовулканической зоной.

В 2014 г. авторами будут подняты гидрофоны, данные о сейсмичности с которых будут сразу же опубликованы и позволят оценить распространение землетрясений в Атлантическом океане на значительном отрезке от  $20^{\circ}$  с.ш. до  $20^{\circ}$  ю.ш.

Авторы благодарны капитанам, коллегам и членам команды, которые работали вместе с нами в обоих рейсах. Данное исследование стало возможным благодаря частичному финансированию NSF и InterRidge.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Smith, D.K., Cann J.R., Escartin J. Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13°N on the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 2006. V. 442. doi:10.1038/nature04950.
2. Escartín J., Smith D.K., Cann J. et al. Central role of detachment faults in accretion of slow-spread oceanic lithosphere // *Nature*. 2008. V. 455. P. 790–794. doi:10.1038/nature07333.
3. Cherkashov G., Bel'tenev V., Invanov V. et al. Two new hydrothermal fields at the Mid-Atlantic Ridge // *Mar. Geores. Geotech.* 2008. V. 26. P. 308–316.
4. Blackman D.K., Cann J.R., Janssen B., Smith D.K. Origin of extensional core complexes: Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B9. P. 21,315–21,333.
5. Tucholke B.E., Lin J., Kleinrock M.C. Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B5. P. 9857–9866.
6. Smith D.K., Escartín J., Schouten H., Cann J.R. Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13–25°N) // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2008. V. 9. Q03003. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001699>.
7. MacLeod C.J., Searle R.C., Murtton B.J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 287. P. 333–344. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.016>.

Here we present multibeam and geophysical data, collected during AT21-03 (WHOI, 2012) and KNR-210-5 cruises (WHOI, 2013). The goal of this project is to increase our understanding of the morphology and the geodynamic history of the formation of oceanic core complexes (OCC's) on the Mid-Atlantic Ridge (MAR). OCC's are corrugated massifs in which lower-crustal and upper-mantle rocks such as gabbros and serpentinized peridotites are exposed at the seafloor on long-lived faults known as detachment faults.

During expedition AT21-03 on the R/V Atlantis in June–July 2012, our primary goal was to deploy two autonomous hydrophones and service another in the equatorial Atlantic in order to complete an array of eight instruments. Five hydrophones had already been deployed during previous cruises. The array of eight hydrophones is obtaining a two-year, continuous record of seismicity along the MAR between 20°N and 20°S (2012–2014), which will provide a detailed view of the spatial and temporal patterns of seismicity near the spreading ridge and its transforms. Autonomous hydrophones deployed in the North MAR study area (1999–2005) indicated high rates of seismicity were correlated to active detachment faults.

The aim of the cruise KNR-210-5 on the R/V Knorr in May - June 2013 was to understand the processes controlling the formation, evolution, and linking of mid-segment detachment faults and to examine the relationship between magma supply and detachment fault formation along a segment of the MAR axis. The study area was located at 16.5°N on the opposite side from the inactive Krasnov hydrothermal field. This segment with active and inactive OCC's was surveyed using the Sentry (Autonomous Underwater Vehicle), a towed camera system, water column sensors, magnetometer and gravimeter. Rock samples were also obtained by dredging.

The preliminary data show that the 16.5°N area can be divided in two segments. The northern segment is characterized by a deep axial valley (~4500 m below the sea level), in which the seafloor is covered by a thin layer of volcanic rocks. In contrast, the shallower southern segment (~3300 m below sea level) consists of a robust neovolcanic zone, characterized by a long and continuous axial volcanic ridge. Both segments are bordered to the west by a region with active detachment faulting. We have calculated a total spreading rate in this area of ~24 km/Ma for the last 4 Ma.

Transit legs along both cruises provided an excellent opportunity to map regions of the equatorial Atlantic Ocean and MAR axis previously unexplored. Smith and MacLeod described the 13°N segment of the MAR in which a number of detachment faults extend for 75 km along the western flank of the spreading axis, and a field of extinct core complexes extends westward away from the axis for at least 100 km. Based on the multibeam data alone, we identified extinct OCC's on the eastern and western flanks of the MAR near 13.5°N about 220 km from the axis and on the western flank of the MAR near 23°N, 52°W. Our recent observations suggest that OCC's play a key role in seafloor terrain on the flanks of the MAR as it does bordering the rift valley.

In 2012, we also mapped some areas over the ridge flanks and rift valley. For example, the eastern intra-transform ridge of the Doldrums Fracture Zone (7.3°N, 34.7°W) suggested recent volcanic activity in this short spreading segment. The northern intersection of the axis and transform fault contains a nodal basin about 5000 m in depth, which curves to the west. The southern nodal basin, which is only partially imaged, reaches depths of 5750 m. The western rift mountain at 7.3°N rises to a height of ~2.5 km above the axial valley floor, and has a NW-SE trending crest. Teleseismic earthquakes in this ridge segment are mostly located off-axis although a small number of events are located in the axial valley itself. Since teleseismic earthquakes error locations are large, we will have to wait for the hydrophone-recorded seismicity to know if these earthquakes are associated with movement on the transform faults or some other process at the spreading center.

In the next stage of this project, we will recover the hydrophone moorings in 2014 after two years of data acquisition. The data will be analyzed to identify earthquake locations, and used to interpret the seismicity at the ridge axis

and fracture zones in the context of what we know about the geologic structures. The hydrophone data will be made available soon after completion of the cruise. The earthquake locations will also be made available once they are obtained.

The authors wish to thank the Captains, other scientific participants and all crew members aboard both cruises. Funding for this research was provided partly by grants of NSF and InterRidge.

## **Карнаух В.Н.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток, e-mail: [karnaukh@poi.dvo.ru](mailto:karnaukh@poi.dvo.ru))

### **Левосторонняя сдвиговая зона северной части возвышенности Ямато и ее значение в раскрытии Японской котловины (Японское море)**

**Karnaukh V.N.**

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

### **Left-lateral strike-slip fault zone of the northern part of the Yamato Rise and its significance to opening of the Japan Basin (Japan Sea)**

Возвышенность Ямато расположена в центральной части Японского моря и рассматривается в качестве фрагмента континента, отторгнутого от Азиатского материка в процессе раскрытия впадины Японского моря [1–3]. В пределах северной части возвышенности и прилегающей к ней части Японской котловины в 1990–2003 гг. в экспедициях ТОИ ДВО РАН были выполнены работы методом одноканального сейсмопрофилирования с пневмоисточником по сети профилей с расстоянием между галсами 3–5 миль. По результатам работ была впервые составлена карта поверхности АФ этой части моря [4, 5]. Было показано [4, 6], что рифт Японской котловины состоит из двух частей – западной и восточной, различающихся между собой формой, глубинами залегания фундамента и направлениями раскрытия. Граница между ними проходит примерно по меридиану 135° в.д. Был предложен сценарий, предусматривающий раскрытие Японской котловины в результате раскола континентальной литосферы и последующего океанического спрединга в двух, направленных навстречу друг другу рифтовых трогов [6]. Высказано предположение, что в процессе раскрытия котловины, отделение блоков возвышенности Ямато от Азиатского континента и их перемещение на юго-восток происходило в два этапа. Сначала, на этапе континентального рифтогенеза в позднем олигоцене, они переместились в юго-восточном направлении на расстояние около 80 км по относительно прямолинейной траектории. Следующим этапом явилось появление вращательной компоненты в движении блоков возвышенности Ямато на юго-восток. Вращение возвышенности против часовой стрелки на угол от 10° до 20° происходило сопряженно с океаническим спредингом в западной части Японской котловины в раннем-среднем (?) миоцене.

В пределах северной части возвышенности Ямато выделяются три структурных элемента – вершинная часть, склон и основание (рис. 1). Вершинная часть возвышенности располагается в интервале глубин АФ от 0.8 с до 2.6–3.2 с. Склон отделяет вершинную часть возвышенности от ее основания и прослеживается до глубины 4.0 с. На вершине возвышенности вы-

деляется несколько блоков фундамента в виде горстов и грабенов меридионального простирания, смещенных друг относительно друга вправо (рис. 2). Грабены заполнены осадками мощностью до 1.3 с. В основании осадочного чехла грабенов залегают шельфовые отложения среднемиоценового возраста, и, возможно, терригенные наземные отложения раннего миоцена [7].

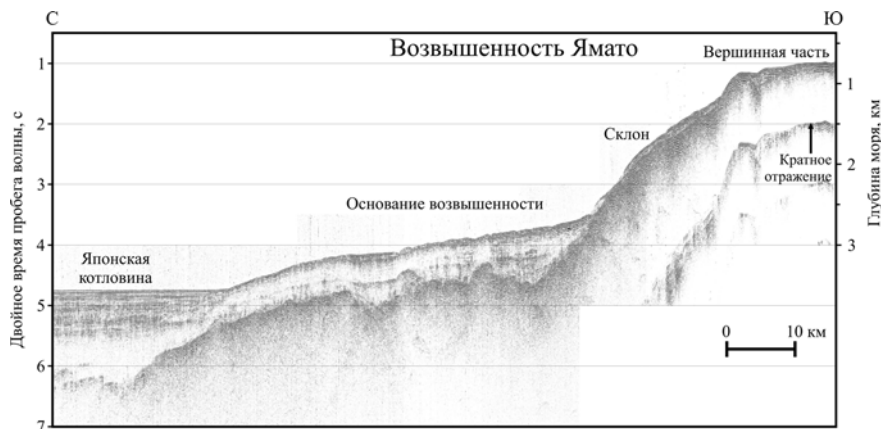


Рисунок 1. Сейсмический профиль, иллюстрирующий строение северной части возвышенности Ямато. Положение профиля показано на рис. 2.

Склон имеет дугообразную форму и обращен выпуклой стороной на северо-запад. Основание возвышенности выделяется к востоку от меридиана  $133^{\circ} 20'$  в.д., располагается в интервале глубин АФ 4.0–5.5 с и, также как склон, имеет дугообразную форму. Основание возвышенности осложнено многочисленными разломами-сбросами, формирующих полуграбены и грабены S-образной формы, простирающихся в северо-восточном направлении. Их появление можно объяснить образованием трещин отрыва в пределах зоны сдвигообразования. Данный рисунок соответствует обстановке левостороннего сдвига. Длина сдвига достигает 150 км, ширина зоны сдвигообразования – около 45 км. Грабены заполнены осадками мощностью до 1.0 с. По результатам бурения скважины DSDP 302 на восточной части основания возвышенности было установлено, что осадочный чехол здесь имеет позднмиоцен-четвертичный возраст [8]. Тем не менее, учитывая повышенные, примерно в два раза, значения мощности осадков в грабенах, по отношению к остальным частям основания, можно предположить, что в нижней части осадочных отложений грабенов могут залежать более древние осадки, возможно среднемиоценовые. Т.е грабены на основании возвышенности были сформированы примерно в среднем миоцене. В поздннеогеновое время часть разломов-сбросов, ограничивающих борта грабенов, была реактивирована во взбросы.

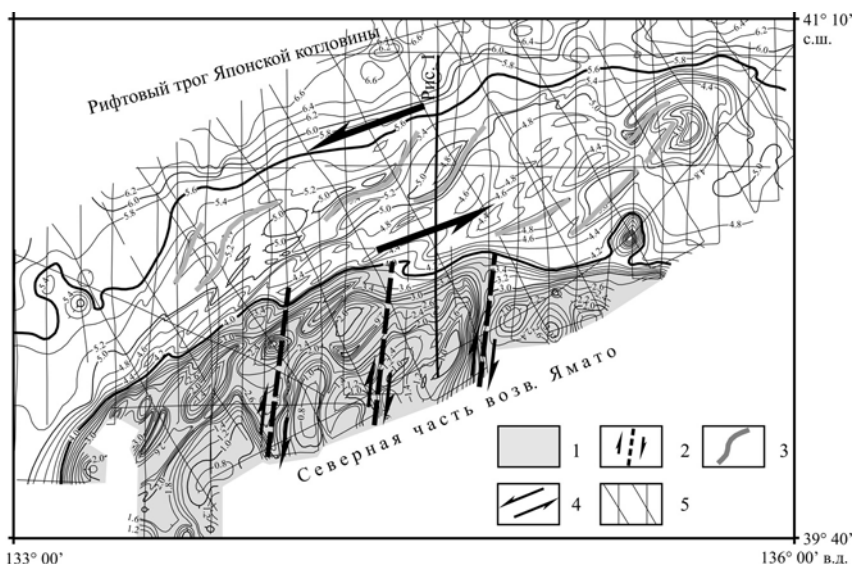


Рисунок 2. Карта поверхности акустического фундамента северной части возвышенности Ямато и прилегающей части Японской котловины (с). Условные обозначения: 1 – контуры вершинной части и склона возвышенности; 2 – предполагаемые правосторонние сдвиги; 3 – оси трогов S-образной формы; 4 – направление предполагаемого левостороннего сдвига; 5 – сейсмические профили.

Обнаруженные различия в строении вершинной части возвышенности и ее основания свидетельствуют о различном тектоническом режиме в процессе формирования данных структур. Строение вершинной части возвышенности сходно со строением северо-восточной части о. Хонсю, где также развиты многочисленные правосторонние сдвиги субмеридионального простирания. Принимая во внимание наличие раннемиоценовых континентальных отложений в основании осадочного разреза грабенов можно предположить, что их формирование системы сбросов и грабенов на вершине возвышенности происходило в конце олигоцена и начале миоцена, в период раскрытия рифта Японской котловины по системе правосторонних сдвигов [2, 3, 9].

Основание возвышенности осложнено грабенами, сформированными в обстановке левостороннего сдвига в среднем(?) и позднем миоцене. Возвышенность Ямато в среднем миоцене уже располагалась на месте, близком к современному, и была “заперта” между двумя раскрывающимися рифтами – рифтом Японской котловины и рифтом котловины Ямато, в которых происходил океанический спрединг [9]. Зона сдвига является переходной областью между предположительно океанической корой в западной части рифта Японской котловины и континентальной корой возвышенности Ямато.

Время ее образования приходится на завершающий период океанического спрединга в Японской котловине. Рифт в западной части Японской котловины распространялся в направлении с запада на восток [6]. В этом случае можно ожидать, что наращивание океанической коры происходило к северу и югу от хребта спрединга, т.е. в меридиональном направлении. Вероятно, взаимодействие распространяющейся к югу океанической коры в западной части Японской котловины с относительно стабильным блоком возвышенности Ямато ответственно за появление левосторонней сдвиговой компоненты между ними.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенов И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 140 с.
2. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № B11. P. 22237–22259.
3. Tamaki K. Opening tectonics of the Japan Sea // *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. NY: Plenum Press, 1995. P. 407–420.
4. Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // *Тихоокеанская геология*. 1997. Т. 16. № 5. С. 10–24.
5. Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Японское море. Мощностъ осадочного чехла (1) и поверхность акустического фундамента (2). Масштаб 1: 7 500 000 // *Атлас: геология и полезные ископаемые шельфов России*. М.: Научный мир. 2004. № 3–24.
6. Карнаух В.Н. Геометрия раскрытия западной части Японской котловины (Японское море) // (Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. Москва, 14–18 ноября 2011 г. Москва: ГЕОС, 2011. С. 249–253.
7. Бараш М.С., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б. и др. К неогеновой аплеогеографии поднятия Северное Ямато (Японское море) по биостратиграфическим и сейсмостратиграфическим данным // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 4. С. 573–582.
8. Karig D.E., Ingle J.C. (eds.) *Init. Repts. DSDP*, 31. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1975. V. 31. 927 p.
9. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc // Tamaki K., Suyehiro K., Allan, et al. (eds). *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128. Pt. 2. 1992. P. 1311–1327.

Based on acoustic basement map and faults distribution on the northern part of the Yamato Rise (Japan Sea) the left-lateral strike-slip fault zone was recognize. The interaction between middle Miocene oceanic spreading process in the Japan Basin and continental block of the Yamato Rise was proposed as the cause of left-lateral movement.

**Мельниченко Ю.И.<sup>1</sup>, Съедин В.Т.<sup>1</sup>, Гильманова Г.З.<sup>2</sup>,  
Рыбас О.В.<sup>2</sup>, Лепешко В.В.**

(<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: [yumel@poi.dvo.ru](mailto:yumel@poi.dvo.ru); <sup>2</sup>Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: [gigulia@yandex.ru](mailto:gigulia@yandex.ru))

**Новейшая тектоника и особенности геодинамики впадины  
Филиппинского моря и его обрамления**

**Melnichenko Yu.I.<sup>1</sup>, S'edin V.T.<sup>1</sup>, Gilmanova G.Z.<sup>2</sup>,  
Rybas O.V.<sup>2</sup>, Lepeshko V.V.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia; <sup>2</sup>Y.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, Russia)

**Neotectonics and geodynamic peculiarities of the Philippine Sea  
Region**

Исследование новейших движений земной коры океанических (континентальных) окраин ограничено возможностями современных методов. Основу неотектонических построений континентальной суши составляют непосредственные полевые наблюдения геологических разрезов в обнажениях. Для океанических окраин они практически отсутствуют. Морская геофизика в основном выявляет региональные аномалии гравитационного и магнитного полей, редко используется термометрия. На детальных полигонах изучаются примечательные структуры дна геофизическими методами, проводится бурение (в ограниченном масштабе) и также ограниченный отбор каменного материала (драгирование дна). Синтез разнородных данных происходит на основе морфоструктурного подхода. Он не объясняет явления, возникающие при тектоническом взаимодействии структур океана и континентов.

Анализ структуры рельефа океанского дна в этом направлении имеет ряд преимуществ. В морфологических и морфометрических свойствах поверхностных форм, представляющих реализованные, как бы “застывшие”, деформации коровых блоков, зашифрованы характерные особенности тектонических процессов [1]. Выделение морфотектонических парагенезов и интерпретация взаимосвязей поверхностных форм коры в комплексе с геолого-геофизическими данными раскрывает природу новейших тектонических движений [2]. Развитие компьютерных технологий и разработка цифровых моделей рельефа дополняет традиционные методы неотектоники. На базе новых вычислительных программ появляется возможность выделения структурных и пространственно-временных связей новейших и древних тектонических движений как латеральных, так и вертикальных [3, 4]. В работе приводятся результаты исследования деформации коры Филиппинского моря (ФМ), проведенного с использованием цифровых моделей рельефа дна.

Особенность геотектонического положения ФМ заключается в том, что его литосфера испытывает геодинамические напряжения со стороны океанической и континентальных плит, находящихся в обстановке встречных взаимодействий (рис. 1). В результате впадина обрамлена островодужными системами, а геоблок ФМ разделяется хребтом Кюсю-Палау на две практически равные западную и восточную части. По сети разломов они раздроблены на приподнятые и опущенные блоки коры, составляющие морфоструктуру дна.

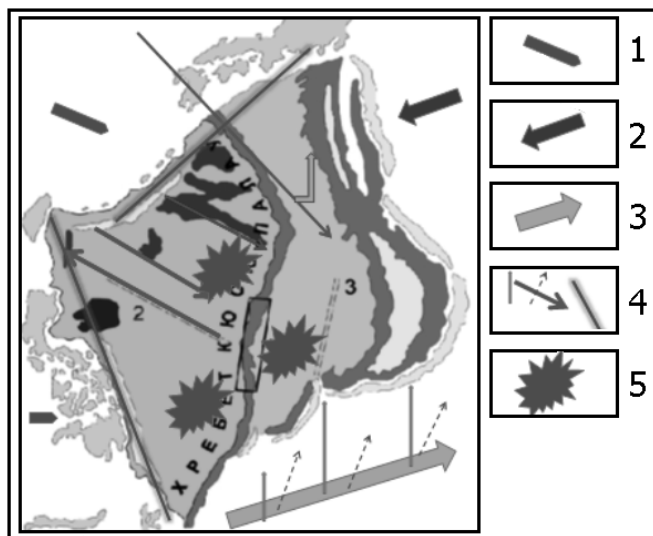


Рисунок 1. Концептуальная схема геодинамики Филиппинского моря: направления движения плит (1 – Евразии, 2 – Тихого океана, 3 – Австралии), дизъюнктивы (4 – сдвиги, разломы, шовные зоны), вероятные мантийные плюмы, диапиры (5).

В развитии морфоструктуры ведущую роль тектономагматических процессов признают все исследователи. Однако вопросы происхождения и геодинамики ФМ однозначно не решаются. В приложении к ФМ рассматриваются разные модели тектоники плит. Выяснение режима геодинамики Филиппинского региона определило цель нашего исследования.

При изучении морфоструктуры впадины использованы данные батиметрии, морских геолого-геофизических исследований, базы данных, включающие данные космической альтиметрии и радарной съемки земной поверхности. Цифровой массив данных ETOPO 1' (<http://topex.ucsd.edu>) обработан на компьютере в форматах «SURFER» и «EXCEL». Получен комплект карт рельефа дна в форме подсвеченных поверхностей и в изобатах. С помощью программы WinLESSA цифровые массивы в границах 120-150°E

X 0-40°N обработаны с подсветкой 225° и 315° (окна расчета 64 и 96) на выделение разнообразных структурных и статистических параметров рельефа в черно-белом и цветном картографическом исполнении. Это длинные линеаменты, линии вытянутости роз-диаграмм, распределение элементарных линейных элементов поверхности (плотность штрихов), в том числе и с наложением на изогипсы поверхности. В реализации алгоритма программы О.В. Рыбаса получены цифровые модели модуля градиента рельефа (SRTM-03, окна расчета 64 и 96, масштабные параметры  $t=01, 09, 25, 49$ ). Полученные материалы обладают разной степенью информативности, но делают очевидными многие пространственно-временные распределения и соотношения участков земной поверхности различного генезиса. Тенденции строения и развития поверхности земной коры подтверждены статистическими выкладками.

Линейные и кривые скоростей движения блоков земной коры характеризуют ориентировку дизъюнктивной сети региона, проявляющиеся в линеаментах разного порядка. Плотность штрихов представляет на моделях текстурные характеристики рельефа и отражает особенности деформации блоков земной коры. Локальные изломы поверхности коры, заметные в текстуре рельефа, могут свидетельствовать об изменении вектора скоростей отдельных блоков коры при смене геодинамических обстановок в регионе. Они показывают отчетливо дискретную картину структурного рисунка рельефа дна. На основании анализа теневой скульптуры и сети линеаментов выявляется ведущая роль дизъюнктивной деформации коры. Характерно отсутствие признаков пликативных дислокаций, чем отличается деформация океанической базальтовой коры. Морфометрические статистики (распределение средней высоты  $H$  и стандартного отклонения – расчлененность поверхности) подтверждают преобладающую роль разломов и вертикальных движений в дизъюнктивных дислокациях коры [2, 3]. Другие (плотность линейных элементов, вытянутость роз-диаграмм) показывают вектора геодинамических напряжений. В структуре преобразованного рельефа наблюдаются элементы вязкого тектонического течения объемных масс коры и плюмтектоники, обусловленной подъемом базальтового слоя тектоносферы (рис. 2).

Согласно простиранию региональных и коротких линеаментов преобладает латеральная сдвиговая составляющая течения. В западной части ФМ она имеет запад – северо-западные направления, в восточной части – северо-восточные до субмеридиональных. Неоднородности коры контролируют морфологию и структуру различных типов деформаций. В зоне Центрального разлома они отвечают природе структурного шва (линейный вал с рифтом в осевой части). В зонах конвергенции на границах геоблоков горизонтальные течения коры преобразуются в вертикальное движение масс, следствием которого становится формирование остроугольных шовных

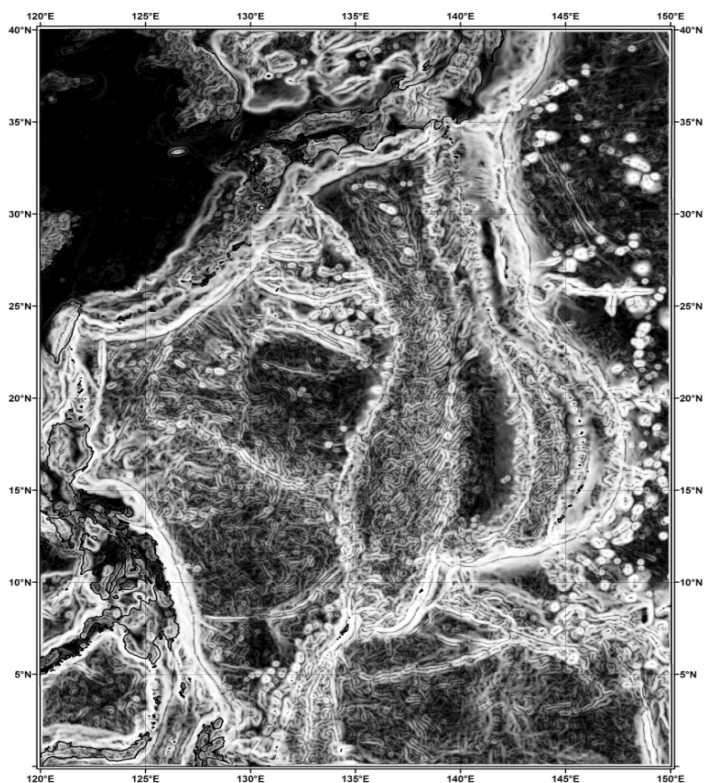


Рисунок 2. Модуль градиента рельефа (масштабный параметр  $t=49$ )

структур. В целом складывается интерференционная картина, образованная «бегущими волнами» вещества тектоносферы, где «детекторами» служат блоки коры (рис. 2). Признаками их вертикальных перемещений служат морфометрические показатели рельефа. Область шовных структур (интерференционного максимума) можно рассматривать как области конструктивной интерференции. Вместе с тем выделяются области предположительно деструктивной интерференции (глубоководные котловины, депрессии дна, желоба).

Таким образом, по характеру деформаций и структурному рисунку впадина ФМ составляет своеобразно обособленный участок крайней западной части Тихого океана. Выделена интерференционная структура дна ФМ, что свидетельствует о когерентной природе геодинамики региона. Формы и распределение на земной поверхности крупных тектонических образований восточной части ФМ указывают на наложенные процессы, продолжающиеся с миоцена в условиях резкой смены геодинамической обстановки. Это

совпадает с представлениями об этапах эволюции ФМ, сформировавшимися на основе интерпретации геологических данных [5].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рогожин Е.А. Блоковое строение земной коры Северной Евразии // Физика Земли. 2004. № 10 .С. 81–94.
2. Мельниченко Ю.И., Лепешко В.В., Изосов Л.А. Зона перехода континент-океан в Азиатско-Тихоокеанском поле деформаций. // Физика геосфер: пятый Всероссийский симпозиум (материалы докладов). Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 405–417.
3. Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Опыт применения данных спутниковой альтиметрии для анализа парагенезов структур рельефа. // Материалы XIV Совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 587–588.
4. Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 6. С. 45–52.
5. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Тектономагматические этапы Филиппинского моря и эволюция его впадины. Физика геосфер: седьмой Всероссийский симпозиум (материалы докладов). Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 405–417.

Manifestations of modern movements of the Earth's crust of the Philippine Sea as well as interpretation of geodynamic conditions of neotectonic deformations, based on automated interpretation of data space altimetry and bathymetry in conjunction with the analysis of geological data, are presented. They are considered from the position of dynamic influence on the Earth's crust of the Philippine Sea of different sources of tectonic forces.

**Мигдисова Н.А.<sup>1</sup>, Сушевская Н.М.<sup>1</sup>, Беляцкий Б.В.<sup>2</sup>, Кузьмин Д.В.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва migdisova@geokhi.ru; <sup>2</sup>ВСЕГЕИ, г.С.-Петербург; <sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева СО РАН, г.Новосибирск)

**Магматизм современного вулкана Гауссберг (восточная Антарктида) и его связь с плюмом Кергелен**

**Migdisova N.A.<sup>1</sup>, Sushchevskaya N.M.<sup>1</sup>, Beliatsky B.V.<sup>2</sup>, Kuzmin D.V.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow;

<sup>2</sup>VSEGEI, St.-Petersburg; <sup>3</sup>IGM RAS, Novosibirsk)

**Quaternary volcano Gaussberg (east Antarctica): magmatism under the influence of Kerguelen plume**

В ходе начального подъема и распространения плюма Кергелен около 130 млн. лет назад в пределах раскрывающегося Индийского океана произошло разделение Антарктиды и Индии, вдоль края восточной Антарктиды воздействие плюма продолжается. При этом по термохимической модели, предложенной Соболевым и др. [1], в эпикальных частях плюма под краем континента могли возникать условия необходимые для глубинного плавления метасоматизированной мантии с образованием обогащенных расплавов низких степеней плавления, часть из которых поднималась на поверхность, а часть захоронялась в мантийном каркасе. Этот регион расположен напротив островов, находящихся в пределах плато Кергелен, и может быть связан с активностью плюма Кергелен [2].

Сформированные под влиянием плюма поднятия Индийского океана проявляют широкую гетерогенность по изотопным характеристикам, что, вероятно, связано с вовлечением в процесс плавления обогащенных источников континентальной литосферы восточной Гондваны в виде неспрединговых блоков и фрагментов, включенных в область проявления плюма на ранних этапах раскрытия восточной части Индийского океана. Особенно ярко обогащенный примесный источник древней литосферы восточной Гондваны проявлен в щелочных магмах оазиса Джетти и лейцититах молодого вулкана Гауссберг, географически расположенного на Восточном побережье Антарктиды напротив плато Кергелен.

Гора Гауссберг представляет собой вулканический конус практически правильной формы и возвышается над поверхностью ледника на 370 м, вулкан не имеет кратера. Породы, покрывающие поверхность вулкана, являются пиллоу-лавами, но также существенная площадь поверхности покрыта лавовыми фрагментами. Подушечные лавы имеют примерно 0.5–2 м в поперечнике и часто покрыты черной стекловатой закалочной коркой 3–5 см толщиной. Образование закалочных стекол принято относить на счет серии

подледных извержений, запечатленных в виде террас на склонах вулкана [3]. Возраст пород по К-Аг методу составляет 56000 [4]. Получены данные по 20 образцам, отобранным во время 2-ой Антарктической экспедиции 1957–1958 гг. геологом П.С. Вороновым [4]. Лавы пористые, породы представляют собой в основном темные массивные и практически афировые вулканиды; в породах видны микрофенокристы оливина, лейцита и клинопироксена. Основная масса состоит из оливина, клинопироксена и лейцита в желто-коричневом стеклянном матриксе. Матрикс состоит из закалочных кристаллических тонкозернистых сростков лейцита, диопсида, красно-коричневой слюды и амфибола. В основной массе встречаются ильменит и хромит. Модальный состав породы: оливин (10%), клинопироксен (5%), лейцит (20–40%) и стекло (30–60%).

Содержание MgO в породах составляет примерно 8%, что близко среднему значению концентрации этого окисла в ранее изученных лейцититах австралийской коллекции [5]. Вариации содержаний главных компонентов в породах очень ограничены: интервал по MgO: 7.5–8.3, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 9–10.1, SiO<sub>2</sub>: 51.8–53, Na<sub>2</sub>O: 1.75–2.2, FeO: 6–6.7 %. Полученный тренд вариаций составов отражает фракционирование расплавов с участием главных кристаллизующихся фаз – оливина и клинопироксена (падение MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO и рост FeO, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O). Лейцит, как последняя кристаллизующаяся фаза, существенно не влияет на процесс фракционирования. Полученные нами данные по составам пород близки к таковым опубликованным Murphy [6].

По результатам более чем 350 анализов единичных зерен оливина установлено, что практически 98% выборки составляют высокомагнезиальные оливины Fo<sub>89–91</sub>. Оливин является первой ликвидусной фазой в лампроитах Гауссберга (Ol → Ol+Cpx → Ol+Cpx+Lc). Высокие содержания Ni в оливине указывают на присутствие безоливинового компонента в мантийном источнике на ряду с перидотитом (X<sub>Cpx</sub>Ni ≈ 0.4). Отношение Ni/Co выше 25 предполагает плавление под утолщенной литосферой [7]. Поведение Li в фенокристаллах оливина (Li ≈ 5 ppm) лампроитов Гауссберга в сравнении с данными по оливинам средиземноморского вулканического пояса [8] позволяет говорить о присутствии в источнике литосферных пород.

Составы клинопироксеновых вкрапленников лампроитов Гауссберга крайне магнезиальны (до Mg# = 92), но также отмечаются и тренды фракционирования с падением магнезиальности до Mg# = 50. Нами выделены две группы клинопироксенов Гауссберга: высокоTiO<sub>2</sub> и низкоAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub> группа I и низкоTiO<sub>2</sub> и высокоAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub> группа II.

Лейцит составляет 20–40% вкрапленников в породах Гауссберга. Кристаллы лейцита часто сдвойникованы, что может отражать низкую скорость остывания лав. Состав лейцитовых вкрапленников отвечает идеальной стехиометрии лейцита K[AlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>]. Лейциты Гауссберга обогащены Na<sub>2</sub>O, но при этом обеднены K<sub>2</sub>O и FeO по сравнению с лейцитами из провинций Leucite Hills и West Kimberly [9].

По вариациям литофильных элементов закалочные стекла и породы Гауссберга близки между собой, несмотря на то, что они принадлежат разным образцам, собранным с разных склонов вулкана. Диаграммы распределения нормированных концентраций литофильных элементов (нормированные к составу примитивной мантии [10]) демонстрируют устойчивые характерные максимумы на Ba, Pb, Zr, Hf и минимумы на U, Nb и Ta для проанализированных образцов лампроитовых лав г. Гауссберг. Высокие значения  $(\text{Gd/Yb})_n$  отношения (7–8) в породах Гауссберга могут указывать на низкие степени плавления. По соотношению величин характеристических отношений несовместимых элементов составы лампроитов г. Гауссберг отражают скорее природу континентального источника с низкими значениями отношений Nb/U (30), Ta/U (2), Ce/Pb (6) и высокими Ba/Rb (17), Gd/Yb (7-8). Видно, что по вариациям литофильных элементов породы г. Гауссберг чрезвычайно близки между собой.

Спектры редких элементов во вкрапленниках клинопироксенов лав Гауссберга выше по MREE и ниже по тяжелым REE по сравнению с клинопироксенами пород Земли Королевы Мод [11] и побережья Хоббс [12]. Характеристическими особенностями спектров являются минимумы на Zr, Nb. Полученные нами данные близки к ранее опубликованным значениям редких элементов [13], но имеют принципиальное с ними расхождение для левого края спектра. Нами получены более низкие значения концентраций для Rb, Ba, Th, Nb, Ta, что находит свое отражение в значениях  $K_D^{\text{Cpx/Liq}}$ , которые также ниже для этих элементов по сравнению с полученными указанными авторами.

Образцы лампроитов Гауссберга образуют очень компактное поле на изотопных диаграммах, что свидетельствует об отсутствии длительной эволюции расплавов и быстром излиянии. Источник лампроитовых магм г. Гауссберг отличается низкими значениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (около 17.5) и повышенными значениями отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (15.7) и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (38.4) при данном значении отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Высокие значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (около 0.71) и пониженные  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (до 0.5120) соответствуют составу близкому к модельному источнику типа LOMU. По величине этих отношений наиболее близким к лампроитам горы Гауссберг является состав высокомагнезиального андезитового стекла, которое было поднято в рифтовой долине САХ вблизи тройного сочленения Буве (южная Атлантика) [14]. Низкие значения  $\epsilon\text{Nd}$  (–19) в этом случае отражают состав континентального корового материала нижнепротерозойского или архейского возраста. Часть образцов низко-Са и высоко-Mg андезитов из плато Натуралист, имеющих Sr-Nd-Pb изотопные характеристики близкие к составу источника типа LOMU, также имеют своим источником древнюю континентальную литосферную мантию [15].

На ранних стадиях развития плюма Кергелен обогащенная мантия была метасоматизирована флюидами с образованием андезитовых жил с сильным

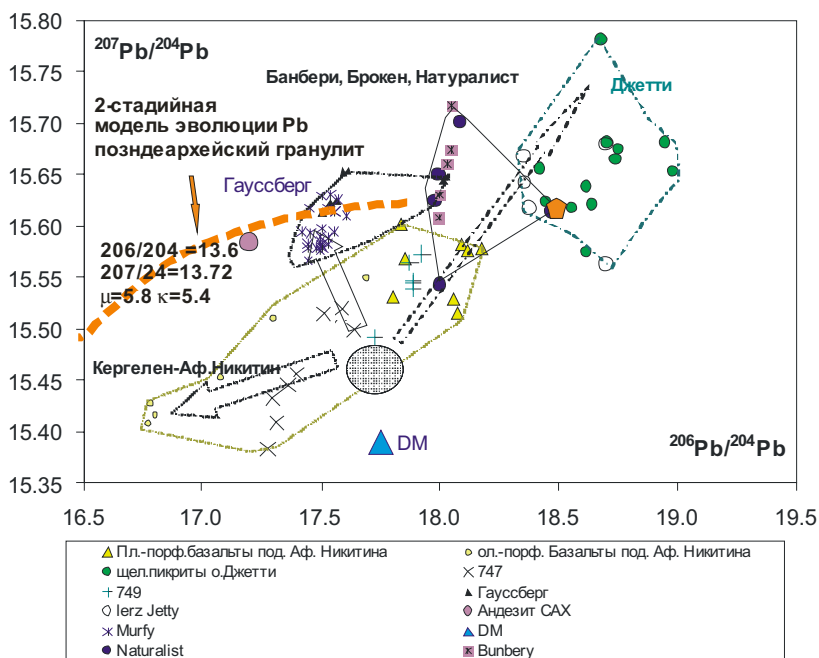


Рисунок. Двухстадийная модель формирования изотопных меток лейцититов г. Гауссберг за счет плавления нижнекоровых гранулитов позднего Ар (Земля Эрдериби)

обогащением Si, K, Ba, P. Лампроиты Гауссберга, вероятно, были образованы при крайне низких степенях плавления из такой неоднородной мантии, несущей в себе метасоматизированные прожилки.

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-00582, НШ-741-2012.5.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293–1334.
2. Foley S.F., Petibon C.M., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. High U/Th partitioning by clinopyroxene from alkali silicate and carbonatite metasomatism: an origin for Th/U disequilibrium in mantle melts? // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 104–109.
3. Vyalov O.S., Sobolev V.S. Gaussberg, Antarctica // International Geology Review. 1959. № 1 (7). P. 30–40.
4. Tingey R.J., McDougall I., Gleadow A.J.W. The age and mode of formation of Gaussberg, Antarctica // Journal of the Geological Society of Australia. 1983. № 30. P. 241–246.

5. Fraser K.J., Hawkesworth C.J., Erlank A.J. et al. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985/86. V. 76. P. 57–70.
6. Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S. Lamproites from Gaussberg, Antarctica: possible transition zone melts of Archaean subducted sediments // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43. № 6. P. 981–1001.
7. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*. 2007. № 316 (5823). P. 412–417.
8. Prelevic D., Foley S.F., Romer R., Conticelli S. Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 2125–2156.
9. Gupta A.K., Yagi K. *Petrology and petrogenesis of Leucite-bearing Rocks*, chapter Minerals and Rocks. 1980.
10. Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 2. P. 61–101.
11. Grantham G.H. Aspects of Jurassic magmatism and faulting in western Dronning Maud Land, Antarctica: implications for Gondwana break-up // *Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up*. 1996. P. 63–71.
12. Hart S. R., Blusztajn J., Lemasurier W.E., Rex D.C. Hobbs Coast Cenozoic volcanism: Implications for the West Antarctic rift system // *Chemical Geology*. 1997. V. 139. P. 223–248.
13. Foley S.F., Jenner G.A. Trace element partitioning in lamproitic magmas – the Gaussberg olivine leucitite // *Lithos*. 2004. V. 75. P. 19–38.
14. Kamenetsky V.S., Maas R., Sushchevskaya N.M. et al. Remnants of Gondwan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge // *Geology*. 2001. V. 29. № 3. P. 243–246.
15. Mahoney J.J., Jones W.B., Frey F.A. et al. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau, and southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian Ocean // *Chem. Geology*. 1995. V. 120. P. 315–345.

New geochemical data on Quaternary Gaussberg volcano (Antarctica) confirms the unique features of ultra-potassium alkaline magmatism developed under exclusively continental conditions. According to isotopic data Gaussberg melting source is ancient Gondwana lithosphere (in East Antarctica) and differs from Antarctic mantle source (Mz Karroo-Maud plume).

## **Миронов Ю.В.**

(Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,  
e-mail: mironov@sgm.ru)

### **Магмогенерирующие Sr-Nd-Pb изотопные резервуары внутриплитных структур северо-западной части Тихого океана**

## **Mironov Yu.V.**

(Vernadsky State Geological Museum of RAS, Moscow)

### **Magma generating Sr-Nd-Pb isotope reservoirs in intraplate structures of NW region of the Pacific Ocean**

Одним из важнейших вопросов магматизма внутриплитных структур является вопрос о разнообразии магмогенерирующих источников (геохимических резервуаров) и их пространственно-временном распределении. Наиболее надежными индикаторами этих резервуаров считаются отношения долгоживущих изотопов стронция, неодима и свинца, поскольку величина этих отношений не меняется в ходе дифференциации магм [1, 2]. Для систематики этих резервуаров широко используется так называемый «мантийный тетраэдр». Его вершинами (конечными компонентами) являются Sr-Nd-Pb изотопные компоненты: DM (деплетированная мантия), высокоурановая NIMU-мантия и два типа обогащенной мантии (EM1, EM2) [3, 4]. Нами на основе анализа обширных выборок сначала по океанским островам [5–7], а затем по срединно-океанским хребтам [8, 9] и островным дугам [10, 11] было показано, что подавляющее большинство океанских вулканитов отвечает квазибинарным смесям между каким-либо одним из этих компонентов и неким общим внутритетраэдрным компонентом F (“focal”). Данный компонент представляет собой общую характеристику известных внутритетраэдрных компонентов (FOZO, C, PREMA и др.) [4], уточненную с помощью методов многомерной статистики.

В данном сообщении приведены результаты обобщения и анализа данных по Sr-Nd-Pb изотопному составу вулканических пород внутриплитных структур северо-западной части Тихого океана. Это наиболее сложно построенная область Тихого океана, которая в значительной мере начала формироваться в юрском и меловом периодах в условиях рассеянного спрединга. В эту область входят Гавайско-Императорский хребет, поднятия Уэйк, Маркус-Неккер, Магеллановы горы Каролинские о-ва, Маршалловы острова, хребет Гилберта, поднятие Онтонг-Ява. Первичные анализы были заимствованы из базы данных GEOROCK [12]. Краткая характеристика обработанной выборки (1138 анализов), а также выявленные типы основных изотопных магматических резервуаров, приведены в таблице.

Таблица. Основные характеристики выборки Sr-Nd-Pb изотопных анализов вулканических пород из структур северо-западной части Тихого океана и типы магмогенерирующих резервуаров

| <b>Структуры</b>                                  | <b>К-во анализов</b> | <b>Преобладающие вулканические породы<br/>(авторские названия)</b>                    | <b>Изотопные резервуары</b> |
|---------------------------------------------------|----------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------|
| Гавайско-Императорский хребет                     | 981                  | Толейтовые и щелочные базальты, реже базаниты, гавайиты, нефелиниты, пикриты, трахиты | F+DM<br>(+ARC)              |
| Поднятие Маркус-Уэйк                              | 31                   | Щелочные базальты, реже трахибазальты, гавайиты, базаниты                             | F+HIMU                      |
| Подводные горы Тайфун                             | 2                    | Щелочные базальты                                                                     | F+(EM2)                     |
| Магеллановы горы                                  | 32                   | Щелочные базальты, гавайиты, реже толейты                                             | F+EM2<br>(+EM1))            |
| Каролинские о-ва                                  | 8                    | Базальты, щелочные базальты                                                           | F                           |
| Плато Онтонг-Ява                                  | 22                   | Толейты                                                                               | F                           |
| Маршалловы острова (западная ветвь Ралик, Уйлан)) | 25                   | Щелочные базальты, гавайиты                                                           | F+EM2<br>(+HIMU)            |
| Маршалловы острова (восточная ветвь Ратак)        | 21                   | Базальты, щелочные базальты, базаниты, гавайиты                                       | F+HIMU                      |
| Хребет Гилберта                                   | 16                   | Щелочные базальты                                                                     | F+HIMU                      |

В Гавайско-Императорском хребте преобладают толейтовые и щелочные базальты с подчиненным количеством пикритов, гавайитов, трахитов, базанитов и нефелинитов. По изотопному составу эти породы принципиально отличаются от вулканитов всех других внутриплитных структур рассматриваемого региона. На всех изотопных диаграммах они образуют линейный ряд. Один из крайних членов этого ряда расположен на линии смешения компонентов F и DM. По составу он близок к внутритетраэдрному компоненту FOZO, который был предложен для характеристики точки пересечения трендов составов магматических пород другой классической «плюмовой» структуры – Исландии [13]. Второй крайний член указывает на обогащение примесью некоего компонента, который впервые был выделен нами для характеристики особенностей состава вулканитов Арктической провинции Атлантического океана (северная часть Атлантического океана, Норвежско-Гренландский бассейн, Исландия, Восточная Гренландия) и поэтому, может быть, не вполне удачно был обозначен как ARC (сокращенно от

Arctic). Данный компонент соответствует одному из крайних членов ряда, образованного составами трапповых базальтов Восточной Гренландии, и расположен далеко за пределами «мантийного тетраэдра» в области высоких значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и низких –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  [9, 14].

К юго-западу от Гавайского хребта в субширотном направлении протягивается подводное поднятие Маркус-Уэйк. По всем изотопным характеристикам породы этого поднятия (щелочные базальты, реже трахибазальты, гавайиты и базаниты) отчетливо связаны с резервуаром F+HIMU. В то же время на крайнем западе этой структуры (подводные горы Тайфун) были подняты образцы щелочных базальтов, изотопный состав которых отвечает практически чистому компоненту F с небольшим содержанием EM2. Более явно смещение компонентов F и EM2 (иногда EM1) проявлено южнее в составе щелочных базальтов и гавайитов Магеллановых гор, которые являются северной границей Восточно-Марианской котловины. На юге Восточно-Марианская котловина ограничена субширотной цепью Каролинских островов и подводным поднятием Онтонг-Ява. Каролинские острова сложены преимущественно щелочными, а Онтонг-Ява – толеитовыми базальтами. Вместе с тем, и те, и другие породы идентичны по своему изотопному составу и отвечают практически чистому компоненту F.

Субмеридиональный хребет Гилберта продолжает на юге восточную цепь Маршалловых островов (Ратак). Обе эти структуры сложены щелочными базальтами, гавайитами и базанитами. Изотопный состав данных пород отвечает практически полному диапазону смесей F+HIMU и идентичен составу пород описанного выше поднятия Уэйк. Интересно отметить, что поднятие Уэйк, хотя и находится на значительном расстоянии, но, по существу, расположено на линии простирания цепи Гилберта – Ратак. В западной ветви Маршалловых островов (Уйлан – Ралик) также преобладают щелочные базальты и гавайиты, но их изотопный состав иной: доля компонента HIMU здесь значительно меньше, чем в породах восточной ветви, а основным смесеобразующим компонентом, дополнительным к компоненту F, является EM2. В этом плане породы западной ветви Маршалловых островов более сходны с породами Восточно-Марианской впадины, Магеллановых гор и, возможно, подводных гор Тайфун.

Таким образом, в северо-западной части Тихого океана во внутриплитный магмогенез вовлекались те же изотопные типы резервуаров, которые ранее были установлены в Атлантическом и Индийском океанах, а также в островодужных системах западной части Тихого океана. При этом подавляющее большинство вулканитов внутриплитных структур по изотопному составу представляют собой квазибинарные смеси «внутритетраэдрного» компонента F с каким-либо одним из конечных компонентов «мантийного тетраэдра» (DM, HIMU, EM1, EM2). В пределах рассматриваемого региона можно выделить четыре протяженные зоны северо-западного простираения, которые сменяют друг друга в юго-западном направлении (от Гавайско-

Императорского хребта в сторону континента). Вулканические породы Гавайско-Императорского хребта по изотопному составу отвечают смеси F+DM (с примесью компонента ARC). В пределах второй зоны (поднятие Уэйк - восточная ветвь Маршалловых островов - хребет Гилберта) вулкани-ты представляют собой продукты плавления резервуаров F и HIMU. Вулканические породы третьей зоны (подводные горы Тайфун – Магеллановы го-ры – западная ветвь Маршалловых островов) отвечают смеси F+EM2. Нако-нец, изотопный состав вулканитов в четвертой зоне (Каролинские острова - поднятие Онтонг-Ява) соответствует практически чистому компоненту F.

Природа этой зональности пока остается не ясной. Можно указать лишь на некоторые принципиальные различия в распределении изотопных маг-могенерирующих резервуаров между рассматриваемым регионом и Индо-Атлантической областью Земли. В Индо-Атлантической области это рас-пределение имеет ярко выраженный субширотный и, по сути, трансокеан-ский характер [14], симметричный по отношению к современным зонам спрединга. В северо-западной части Тихого океана с мозаичной корой, сформированной в результате рассеянного спрединга в юре и мелу, выяв-ленные изотопные зоны значительно более узкие и вытянуты в «диагональ-ном» направлении (с северо-запада на юго-восток), дискордантно по отно-шению к современной зоне спрединга на Восточно-Тихоокеанском подня-тии.

*Исследования выполнены в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН N23 «Фундаментальные проблемы океанологии».*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных по-род. М.: Недра, 1982. 414 с.
2. Интерпретация геохимических данных / Е.В. Складов (ред.). М.: Интермет Инжи-ниринг, 2001. 288 с.
3. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.
4. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the Message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.
5. Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В., Пустовой А.А. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // Докла-ды Академии Наук. 2000. Т. 370. № 2. С. 223–226.
6. Миронов Ю.В., Ряховский В.М., Пустовой А.А. Магматизм океанов: структурный контроль и неоднородности планетарного масштаба // Проблемы геологии конти-нентов и океанов. Доклады российских ученых-участников 31-го МГК (школа-семинар на НИС «Академик Иоффе», июль–август 2000 г.) / В.И.Гончаров, Ю.В.Миронов (отв. ред). Магадан: Кордис, 2001. С. 86–96.
7. Mironov Yu.V., Rhyakhovskii V.M., Pustovoi A.A. Sr–Nd–Pb Isotopic Zoning in the World Ocean and Mantle Plumes // Geochemistry International. 2000. V. 38. Suppl. 1. P. 20–27.

8. Пустовой А.А., Миронов Ю.В., Ряховский В.М. Изотопная сегментация срединно-океанических хребтов и горячие точки // Проблемы геологии континентов и океанов. Доклады российских ученых-участников 31-го МГК (школа-семинар на НИС «Академик Иоффе», июль–август 2000 г.) / В.И.Гончаров, Ю.В.Миронов (отв. ред). Магадан: Кордис, 2001. С. 107–115.
9. Pustovoy A.A., Mironov Yu.V., Ryakhovsky V.M. Isotope provinces of mid-ocean ridges // InterRidge News. 2002. V. 11. № 1. P. 33–37.
10. Миронов Ю.В. Геохимические особенности островодужного вулканизма на различных мантийно-коровых субстратах // Наука и просвещение: к 250-летию Геологического музея РАН / гл. ред. Д.В. Рундквист, Г.В. Калабин, отв. ред. В.Ф. Смолькин. М.: Наука, 2009. С. 287–301.
11. Миронов Ю.В. Островодужные пояса восточной окраины Евразии: особенности тектономагматической сегментации // IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика». Материалы симпозиума. Т. 2. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 433–436.
12. GEOROC // <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>
13. Hart S.R., Hauri E., Oschmann L., Whitehead J. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science. 1992. V. 256. P. 517–520.
14. Миронов Ю.В., Ряховский В.М., Пустовой А.А., Лapidус И.В. Мантийные плюмы и изотопная гетерогенность мантии (на примере Атлантики и прилегающих континентов) // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 390. № 6. С. 809–812.

In NW Pacific, we revealed four narrow extensive zones with different Sr-Nd-Pb isotope mantle reservoirs that generate intraplate magmas. These zones, which are stretching out from SE to NW, are discordant to recent spreading zones on East Pacific Rise.

## Митяев М.В.

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

## Морфоструктурное строение архипелага ЗФИ

Mityaev M.V.

(Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk)

## Morphostructural features of archipelago ZFI

Одно из первых морфоструктурных районирований архипелага ЗФИ было выполнено сотрудниками ММБИ в 1994 г. [1]. Было выделено четыре морфоструктурных блока с преобладанием восходящих тектонических движений и один блок отрицательных движений. Каждый воздымающийся морфоструктурный блок включал группу островов и их подводные цоколи, а границы блоков проводились по крупным дизъюнктивным зонам, выраженным в современном рельефе архипелага проливами. Наравне с ними был выделен морфоструктурный блок с нисходящим движением (пролив Британский канал). Не отрицая предложенное морфоструктурное деление архипелага, попытаемся охарактеризовать главные морфоструктурные особенности региона (рис. 1, 2).

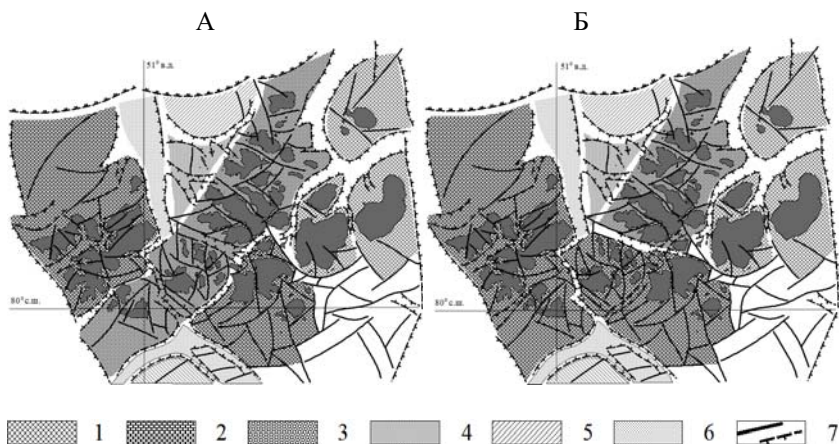


Рисунок 1. Морфоструктурное районирование архипелага ЗФИ

Условные обозначения: 1-6 неотектонические структуры: 1 – сводово-блокового поднятия, 2 – антиклинально-блокового поднятия, 3 – глыбово-блокового поднятия, 4 – слабых блоковых опусканий, 5 – слабых брахиформных блоковых опусканий (мульды опускания), 6 – интенсивных линейно-блоковых опусканий; 7 – линияменты.

Первое: восточный и юго-восточный районы архипелага резко отличаются от центральной и западной областей (рис. 1а, б). Районы включают в

себя четыре крупных острова (о. Земля Вильчека, о. Грэм-Белл, о. Ева-Лив, о. Ле-Ронсьер) имеющие брахиформное очертание и ряд мелких островов и скал. Острова и их подводные цоколи ограничены дугowymi линияментами, что делает их морфологически схожими с магматическими структурами (эффузивными или интрузивными). Морфоструктурные блоки с востока срезаются структурой желоба Святой Анны, что указывает на их более древний возраст. Характерная геоморфологическая особенность островов – куполообразная форма, слабая изрезанность береговой линии и средняя крутизна склонов (лишь в локальных участках фиксируются крутые склоны). Можно предположить сводово-блоковое поднятие восточного и юго-восточного районов.

Второе: Западный район имеет не менее четко выраженные отличия от центральной и восточной областей (рис. 1а, б). Район включает в себя три острова линейно вытянутых в северо-восточном направлении (о. Земля Александры, о. Земля Георга и о. Артура), и ряд скал. Геоморфологические особенности островов следующие:

1. максимальная (для архипелага ЗФИ) расчлененность береговой линии;
2. крутые (часто прямолинейные) склоны;
3. водоразделы платообразные, бронированные на высоте 300–400 м над уровнем моря;
4. широкие прибрежные низменности (на западных побережьях островов).

Район имеет аномальное геологическое строение [2, 3]:

1. приподнятое положение подошвы осадочного чехла (кровли фундамента);
2. отсутствие в разрезе чехла верхнетриасовых и юрских пород (размыв, среднемезозойской толщи);
3. широкое распространение эффузивных пород мелового возраста.

Можно предположить блоково-глыбовое поднятие района, при сжимающих усилиях с юго-запада и северо-востока.

Третье: Центральная зона-область – северо-восточного простираения с преобладающей северо-западной ориентировкой островов и их подводных цоколей. Область представляет собой зону наибольшего дробления земной коры архипелага ЗФИ. Максимальный блок дробления располагается в вершине двух отрицательных клиновидных структур, Британский канал и Вильчековская впадина (рис. 1а). Раздробленный блок объединяет десять небольших островов (о. Нансена, о. Бромидж, о. Кетлица, о. Вильтон, о. Брейди и др.), сюда же можно отнести о. Гукера и расположенные к югу и западу от него мелкие острова-скалы (Май, Ньютон, Этон и др.). Вполне вероятно, что в строении блока имеется жесткое основание, в котором тектоническая структура Британского пролива не смогла реализоваться, напоподобие краевых желобов, а раздробив земную кору, завершила свое развитие. В результате сформировалась сложная система взаимно секущих зон раскола земной коры, самые крупные из которых в настоящее время представляют

собой глубокие (до 600 м) проливы Де-Бруне, Мархам, Аверден и Ален-Юнг.

В северной части Центральной зоны можно выделить два морфоструктурных района. Первый объединяет острова: Райнера, Беккера, Паера, Джексона, Гофмана, Карла-Александра, Рудольфа; с радиальной системой проливов (центр морфоструктуры о. Райнера). Второй – острова: Солсбери, Винер-Нейштадт, Циглера, Чамп, Луиджи (о. Хейса?) с юго-востока морфоструктура блока срезается грабеновидной зоной Австрийского пролива. Район разбит системой узких субпараллельных проливов северо-западного простираения.

С большой долей вероятности, можно предположить, что эти два морфоструктурных района являются блоковыми структурами, формирующимися под действием двустороннего сжатия и гляциоизостатического поднятия. Зоны проседания Земной коры имеют северо-западное и северо-восточное простираение, следовательно, сжимающие усилия были направлены в субширотном и субмеридиональном направлениях.

Возможно, иное представление о морфоструктурном строении архипелага ЗФИ (рис. 16). Хотя это касается только южной части архипелага (так как морфоструктуры в восточной и северной частях архипелага фиксируются достаточно уверенно), но подразумевает абсолютно другую интерпретацию неотектонических событий.

Можно выделить западный морфоструктурный блок, объединяющий острова: Земля Александры, Земля Георга, Брюса, Белл, Мейбел, Нортбрук. Северный неотектонический блок имеет северо-северо-западную ориентировку с относительно приподнятой центральной частью и опущенными периферийными частями. Блок сформирован на крыле крупной антиклинальной структуры (ось антиклинали располагается в проливе Британский канал), отделенной от желоба Франц-Виктория глубинным разломом. Так же выделяется южный **Ошибка! Ошибка связи.** блок, объединяющий острова: Холл, Сальм, Мак-Клинтон, Гукер, Ньютон, Скотт-Келти, Ли-Смит, Кетлиц, Нансен. Южный неотектонический блок имеет северо-западную ориентировку, с относительно приподнятой северной частью и опущенной южной. Располагается, блок на крыле антиклинальной складки, отделенной от синклинали пролива Австрийский канал глубинным разломом. Приподнятая часть блока располагается около оси антиклинали. При таком морфоструктурном построении южной и западных областей архипелага ЗФИ отчетливо проявляется замыкание единой субмеридиональной зоны прогибов (Британский канал и Вильчековская впадина). В результате перемещения южного неотектонического блока на северо-запад происходило не только замыкание зоны прогибов, но и ротация оси западного неотектонического блока на север. В этом случае, максимальная зона дробления располагается на стыке двух морфоструктур. Шовная зона замыкания прогибов в современном рельефе представлена проливом Де-Бруне.

Имеющийся в настоящее время геолого-геофизический материал не позволяет отдать предпочтение одной из двух предложенных морфоструктурных схем.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г., Мыслец В.И., Форман С. Геологическое строение и условия седиментации // Среда обитания и экосистемы Земли Франца-Иосифа (архипелаг и шельф). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. С. 7–18.
2. Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
3. Шипилов Э. В., Карякин Ю. В. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376–382.

It is executed morphostructural of archipelago ZFI division into districts, modern structural distinctions of areas and zone and as it is put forward two variants of neotectonic events in region are proved.

**Разницын Ю.Н.**

(Геологический институт РАН, e-mail: [razn46@mail.ru](mailto:razn46@mail.ru))

**Мантийный диапиризм как причина формирования глубоководных впадин и окружающих центробежно-вергентных аккреционных призм Карибского региона**

**Raznitsin Yu.N.**

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Mantle diapirism as a reason of formation of deep-sea basins as well as surrounding centrifugal-vergent accretional prisms of the Caribbean region**

Карибский регион, расположенный между Северной и Южной Америками, представляет собой коллаж из континентальных, субконтинентальных, островодужных и океанических элементов. В настоящее время существует множество моделей строения и эволюции этого региона, которые условно делятся на две группы – первая исходит из “тихоокеанского” происхождения Карибской плиты, вторая – рассматривает эволюцию региона *in situ*. Исследования в этом направлении приобретают особую актуальность, поскольку в обрамлении Карибского моря, являющего собой типичный пример межматериковых морей, сосредоточены уникальные месторождения углеводородов (Венесуэла, Тринидад, Колумбия, Никарагуа, Куба), формирование которых, по нашему мнению, неразрывно связано с геодинамикой глубоководных впадин и обрамляющих покровно-складчатых сооружений в виде аккреционных призм. Настоящий доклад посвящен выявлению механизмов формирования тех и других.

Процессы образования глубоководных впадин Карибского моря и тектонического становления смежных аккреционных призм в пределах его обрамления рассматриваются на примере Юкатанской впадины и Кубы. В изучение геологии и тектоники последней неоценимый вклад в свое время внесли российские исследователи [1].

Ранее нами было показано [2], что растяжение литосферы в позднем триасе-средней юре привело к расколу континентальной коры, существовавшей на месте современного бассейна Карибского моря до разделения Северной и Южной Америк. Раскол сопровождался эксгумацией глубоких горизонтов континентальной коры в виде куполов, сложенных комплексами метаморфических ядер (*metamorphic core complex*). Вывод пород этих комплексов в верхи корового разреза происходил по пологим глубинным срывам (*detachment faults*), простирающимся субширотно, судя по пространственному расположению куполов, окаймляющих Кубу с юга на всем протяжении от западного до восточного окончания острова. Вектор растяжения при этом был ориентирован в субмеридиональном направлении.

В поздней юре-раннем мелу диффузный спрединг в формирующейся

впадине привел к образованию в ней океанической коры, перекрытой в интервале времени апт-ранний кампан вулканогенно-осадочными сериями, которые по своему формационному составу сопоставимы с комплексами как островных дуг, так и окраинных морей. В конце мела-палеоцене и в эоцене компенсация спрединга во впадине реализовалась в формировании у южной окраины карбонатной позднемезозойской Флоридско-Багамской платформы мощной зоны тектонического скупивания в виде кубинской аккреционной призмы, в состав которой вошла система покровных чешуй с офиолитовыми аллохтонами – фрагментами коры и верхней мантии Юкатанской впадины, и пластины ее вулканогенно-осадочного выполнения (террейн Саса).

В позднеюрское-раннемеловое время южнее Юкатанской впадины и севернее Колумбийских и Карибских Анд заложилась еще одна зона диффузного спрединга, захватившая сразу большое пространство и имевшая в целом субширотное простираие. В эту эпоху, помимо Юкатанской впадины, образовались еще два крупных центра растяжения – в Колумбийской и Венесуэльской впадинах. Особенности разреза обеих впадин являются аномально большая мощность коры океанского типа (20–15 км, соответственно) и наличие в них фрагментов полосовых магнитных аномалий, датированных как позднеюрские в Венесуэльской и позднемеловые, или значительно более древние, в Колумбийской [3]. В обеих впадинах осадочный чехол мощностью 3–4 км перекрывает акустический фундамент, вскрытый скважинами глубоководного бурения. В Колумбийской впадине он представлен толеитовыми базальтами, переслаивающимися с глубоководными осадками кампанского возраста. В Венесуэльской – акустический фундамент по данным бурения сложен долеритами и базальтами и перекрыт фораминиферовыми известняками тулона-коньяка с прослоями пепла. Ниже поверхности этого «фундамента» обнаружены отражающие сейсмические горизонты, свидетельствующие, очевидно, о чередовании магматических (покровы, силы) и осадочных пород, надстраивающих юрско-раннемеловую океаническую кору впадины. Эти особенности верхов разреза обеих впадин наряду с большой мощностью коры океанского типа дали основание трактовать кору центральной части Карибского моря как принадлежащую океанскому подводному плато, типа таких плато, как Онтонг-Джава и другие в современном Тихом океане [3]. Соответственно, Карибскому гипотетическому плато приписывается также Тихоокеанское происхождение.

Компенсация растяжения и спрединга во впадинах реализовалась в образовании аккреционных призм, окружавших их со всех сторон, так что в современной структуре Карибского региона запечатлен результат веерообразного движения пластин земной коры в стороны от Карибского моря: с северной вергентностью к северу в составе аккреционной призмы Кубы, и с южной – в пределах Карибского пояса надвиговых и покровных структур на северной окраине Южной Америки, включая самостоятельные покровы

офиолитов позднелюрского-раннемелового возраста (фрагменты океанической коры Венесуэльской впадины) и меловых островодужных вулканитов в составе аккреционной призм Венесуэлы. Являющиеся комплексами-показателями спрединга офиолиты позднелюрского-неокомского возраста, сформировавшиеся в Юкатанской, Колумбийской и Венесуэльской глубоководных впадинах, а в конце мела – палеоцене-эоцене в результате тектонического сжатия и сжатия в виде тектонических пластин вошедшие в пакет чешуй аккреционных призм, обрамляющих эти впадины, распространены не только на Кубе, но и на других островах Большой Антильской дуги – Ямайке, Гаити, Пуэрто-Рико, на Виргинских о-вах, а также на о-вах Тринидад и Тобаго. Кроме того, покровы офиолитов в составе аккреционных призм известны в Колумбии, Коста-Рике, Гватемале. Таким образом, “офиолитовая оторочка” распространена по северной и южной периферии Карибского моря, при этом слагающие ее породы по геохимическим и изотопным характеристикам в целом соответствуют надсубдукционным образованиям [4 и др.].

Итак, растяжение в глубоководных впадинах Карибского моря компенсировалось сжатием на их периферии. При этом в зонах компенсации не возникало субдукции, а преобладала обдукция. Согласно подсчетам, проведенным Кс. Ле Пишоном и другими для областей деструкции континентальной коры, в районах тектонического сжатия компенсировалось около половины (30–40%) всего объема растяжения, а остальная часть покрывается перемещением крупных континентальных блоков в противоположные стороны от осей спрединга. Именно этим континентальная деструкция при формировании глубоководных котловин отличается от спрединга в задуговых впадинах [5]. Каким же образом при отсутствии субдукции в зонах компенсации офиолиты приобрели надсубдукционную специфику? Ответ кроется в наличии мощных зон даунвеллинга “холодного” материала под “горячий” мантийный диапир, отвечающих субдукции литосферы Атлантики и плиты Кокос под Карибский бассейн и прослеживающихся в мантии до глубин порядка 1400 км (рис.). Результатом этого явилось повторное плавление мантийного диапира, его растекание под всем Карибским бассейном с последующим образованием пород с надсубдукционными характеристиками.

Первопричиной всего разнообразия рассмотренных тектонических процессов, и в первую очередь рифтинга континентальной литосферы, приведшего к деструкции Карибского региона и созданию в нем мозаики с комбинацией глубоководных впадин и позитивных структур, явилось внедрение в эту область в начале мезозоя крупного мантийного диапира (рис.). Данная область с этого времени не перемещалась относительно своих географических координат, а устойчивый восходящий тепловой поток от диапира привел к диффузному спредингу, сконцентрированному одновременно в трех центрах растяжения – в Юкатанской, Колумбийской и Венесуэльской впадинах.

Вероятно, фрагменты именно этого диапира закартированы в Восточной Кубе, где в процессе подъема к поверхности горячий материал диапира вследствие термального “шока” и декомпрессии подвергся дезинтеграции и в виде экструзивной массы ультраосновного состава был выжат на поверхность, образовав среди флишевых кампан-маастрихтских толщ серию пластинообразных тел брекчированных гарцбургитов и пирокластических потоков [6]. Наличие в этом районе крупного мантийного диапира, кровля которого располагается на глубине 10 км, подтверждается также сейсмическими данными МОВЗ и КМПВ [7].

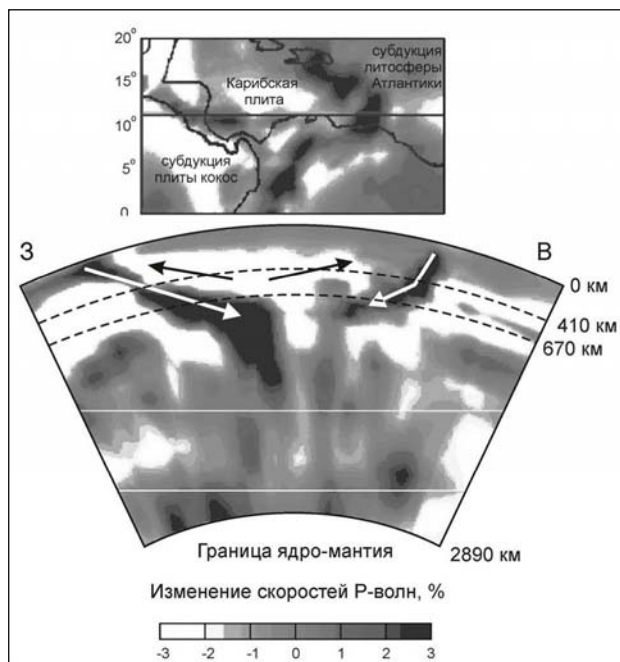


Рисунок. Строение мантии Карибского бассейна по данным сейсмотомографии продольных сейсмических волн, по [8], с изменением и дополнением

Наверху – изменение скоростей продольных сейсмических волн в мантии на глубине 430 км под Карибским бассейном на широтном профиле по 12,5° с.ш. Внизу – то же в разрезе мантии. Оба изображения показывают погружение литосферы Атлантики (на востоке) и плиты Кокос (на западе) под Карибскую плиту. Белыми стрелками показаны направления погружения “холодного” материала под мантийный диапир в зонах субдукции, черными стрелками – направления растекания “горячего” материала мантийного диапира под Карибским морем. Растекающиеся в латеральном направлении верхние части диапира инициировали в располагающейся выше литосфере обстановку субгоризонтального растяжения и компенсирующее сжатие по периферии областей растяжения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоника республики Куба: Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1: 500 000 / Ю.М. Пушаровский, А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов и др. М.: Наука, 1989. 79 с.
2. Разницын Ю.Н. Вклад мантийного диапиризма в образование глубоководных впадин и аккреционных призм Карибского региона // Доклады РАН, в печати.
3. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с.
4. Levis J.E., Draper G., Proenza J.A. et al. Ophiolite-related ultramafic rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Ni-laterite soil formation // *Geologica Acta*. 2006. V. 4. № 1–2. P. 237–263.
5. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра. 1988. 221 с.
6. Некрасов Г.Е., Оро Х., Соколов С.Д. и др. Офиолиты Восточной Кубы // *Геотектоника*. 1989. № 1. С.81–95.
7. Буш В.А., Щербакова И.Н. Новые данные по глубинной тектонике Кубы // *Геотектоника*. 1986. № 3. С. 25–41.
8. Van der Hilst, Rob D., Spakman W. Importance of the reference model in linearized tomography and images of subduction below the Caribbean plate // *Geophysical Research Letters*. 1989. V. 16. Is. 10. P. 1093–1098.

Mantle diapirism greatly contributes to the process of formation of newly formed basins in the Caribbean as well as surrounding centrifugal-vergent accretion prisms (fold-thrust belts).

## **Сборщиков И.М.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: ISborsh@yandex.ru)

## **История океана Тетис и некоторые глобальные построения Sborshchikov I.M.**

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

## **The Tethys ocean history and some global reconstructions**

В геологической истории Тетиса есть несколько ключевых моментов, вызывающих дискуссии и требующих специального обсуждения. Как уже давно известные факты, так и некоторые новые данные заставляют обращаться в связи с историей этой глобальной структуры к критическому анализу некоторых геотектонических концепций. Один из самых серьезных переломов в геологическом мировоззрении был, конечно, связан с рождением и становлением идей тектоники литосферных плит. И если само представление о наличии в прошлом на месте Альпийских сооружений значительного морского бассейна в принципе никогда не подвергалось сомнению, то при анализе развития Тетиса, восстановлении его истории, возникли достаточно серьезные разночтения. Это было обусловлено прежде всего тем, что концепция тектоники плит (она и называлась иначе “новая глобальная тектоника”) стимулировала исключительный интерес к изучению геологических процессов на Земле в целом. Возникшее в связи с этим повальное увлечение глобальными реконструкциями, основанными на разнородных данных, среди которых особо важными оказались палеомагнитные, выявило весьма серьезные противоречия между некоторыми из них, что нашло отражение во множестве работ, в том числе в сводке материалов по советско-французской программы “Тетис”, пожалуй, наиболее полной для своего времени и до сих пор остающейся полезной [1].

Принципиальное значение имеет пред-история Тетиса. Фактически, преобразование геологических систем во времени, отвечающему переходу от палеозоя к мезозою (т.е. в интервале от 250–180 млн. лет назад) конечно, касается не только одного океана Тетис. Вместе с тем, именно Тетис с его сложной историей, изучавшейся геологами очень давно, оказался объектом пристального внимания, неким узловым регионом, на котором апробировались различные гипотезы и возможности согласования и увязки разнородных данных, в том числе и в приложении к глобальным реконструкциям.

Морские образования палеозойского возраста довольно широко распространены к северу и югу от цепей Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где выходят комплексы осадков собственно Тетиса (Мезотетиса). Основные геологические данные, позволяющие судить об обстановке важной, переходной стадии, в самой «тетической» области находятся преимущественно в регионе от Турции, Кавказа и до Памира (далее на восток, уже

о Тетисе, как единой области, говорить трудно). Поскольку речь идет об океаническом бассейне, то должны рассматриваться только те геологические образования, что признаны присущими океанам. Как принято считать, это прежде всего известные офиолитовые серии (ассоциации) соответствующего возраста. Позднепалеозойские комплексы океанического типа известны по северной периферии Альпийско-Гималайского складчатого пояса в Понтидах, на Кавказе, Иранском Биналуде, в Афганистане, на Памире. Геологические свидетельства прямого перехода от палеозойского океана к собственно Тетису на этой территории отсутствуют. Все выходы типично океанических пород палеозоя оторваны от мезозойских (аналогичного генезиса) и пространственно и по возрасту. Это отмечено в большом количестве работ, особенно четко для районов Среднего Востока в работе Й. Штеклина [2]. Следует обратить внимание на то, что именно триасовый период, как переходный от палеозоя к мезозою, некоторые исследователи, в первую очередь Е.Е. Милановский, давно выделялся как время активного рифтинга и преобладающих на планете процессов растяжения [3].

Очевидно, самым серьезным испытанием для проблематики Тетиса оказались именно противоречия между геологическими и геофизическими данными, выявившиеся в процессе создания глобальных реконструкций, основанных на принципах тектоники плит. С одной стороны, по линейным магнитным аномалиям (как полагают сейчас не только апологеты тектоники плит) можно представить достаточно логичную, непротиворечивую картину раскрытия Атлантического и Индийского океанов, начиная со средней (возможно ранней) юры, т.е. около 160 млн. лет назад. В соответствии с этими данными можно достаточно надежно восстановить и положение в прошлом крупнейших континентов, обрамляющих Тетис – Евразии, Африки, Индостана. Но при этом другие геофизические данные по определению палеополусов этих континентов (материалы сухопутной геологии) для позднего палеозоя-раннего мезозоя существенно отличаются от того, что дает юрская реконструкция, выполненная по океаническим аномалиям. Получается, что до юры должны были происходить некие смещения меж континентами, причем такие, чтоб не противоречили известным геологическим данным. Было предложено немало вариантов согласования всех этих материалов. Предпочтение чаще всего отдавалось варианту мощного сдвига вдоль всей зоны Тетиса, что как будто находило подтверждение во множестве как геологических, так и геофизических материалов [4]. Однако противоречия сохраняются, несмотря на некоторые недавние уточнения палеомагнитных данных [5]

Начиная вероятно с ранней юры и далее, в более молодое время, история Тетиса достаточно определена, по меньшей мере, в одном – это была стадия последовательного закрытия океана. Так или иначе, со множеством оговорок, но почти все согласны с тем, что этот изначальный мезозойский бассейн должен был иметь в ширину тысячи километров. Наиболее же существ-

венная проблема закрывающегося Тетиса состоит в том, как геологически выражены следы поглощения огромных океанических пространств в Альпийско-Гималайской складчатой области? Поскольку именно северная граница рассматривается, как основная активная зона конвергенции плит, то именно здесь и следует искать, прежде всего, геологические формации, отвечающие процессам поглощения и сжатия. В основном, это разнообразные магматические образования (т. н. комплексы-индикаторы вулканических островных дуг, активных континентальных окраин, субдукции и обдукции), включающие в себя породы известково-щелочной и щелочной серии, а также кислые вулканиды и плутонические образования. Насколько это сопоставимо с достоверно зафиксированным ходом непрерывного (хотя и неравномерного) сближения, условно говоря, континентальных массивов Гондваны и Евразии (по глобально увязанным геофизическим данным)?

В свое время на обширных материалах, преимущественно по восточной части Тетиса [6], было показано, что развитие вулкано-плутонических комплексов, маркирующих собственно активную окраину Евразии, прерывисто во времени и пространстве и связано лишь с отдельными регионами и довольно ограниченными (по геологическим масштабам) отрезками времени. Как это можно было бы совместить с условиями постоянного и достаточно интенсивного сокращения океанического пространства, а следовательно и неизбежной субдукции, что должно было бы сопровождаться постоянными магматическими проявлениями? И при этом далеко не всегда время ускорения сближения плит строго коррелируется с процессами в зоне поглощения [7]. К примеру, пик интенсивного смещения Аравии на север (130–120 млн. лет назад) никак не отмечен усилением магматизма в зоне субдукции Ирана, в то время как самому яркому всплеску магматизма палеогена (80–56 млн. лет назад) от Кавказа до Афганистана отвечает замедление движения на север Афро-Аравии.

С развитием Тетиса теснейшим образом связана и история Индийского океана и в самом общем виде можно говорить о том, что раскрытие одного, нового бассейна сопровождалось отмиранием старого. В строении же современного Индийского океана (и прилегающих участков суши) отмечаются отдельные черты, также плохо объяснимые в рамках устоявшихся представлений тектоники литосферных плит. Это, к примеру, известные мощные трапповые излияния, наиболее распространенные на Декане. Эти образования, по-видимому, связанные с глубинными источниками магмы, не приурочены к каким-либо процессам тектонической активизации. Огромные по протяженности межпластовые инъекции наводят на предположение о возможном изменении кривизны земной поверхности [8]. Множество вопросов вызывает и природа так называемой зоны внутриплитных деформаций в центральной части океана, с ее нелинейными, часто почти изометричными структурами, близкими к вертикальным разрывными нарушениями типа сбросов. Наконец, весьма важны материалы, полученные в последнее время

по строению Хребта Девяностого градуса [9]. Хотя несомненно, что движущиеся плиты играли большую роль при формировании хребта, ни одна из пока предлагавшихся гипотез (варианты “горячей точки” и трансформного разлома) не может считаться удовлетворительной. Господствующая обстановка растяжения (при активном магматизме) на всем протяжении этой грандиозной (1/4 меридиана!) и долгоживущей структуры требуют привлечения, наряду с плитной моделью, какого то дополнительного фактора. Все вместе взятое, и прежде всего, пространственная проблема в Тетисе (а возможно также и в других регионах, например в арктическом бассейне) приводят к допущению о увеличивающемся радиусе Земли в ходе геологической истории.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. История океана Тетис. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова, 1987. 154 с.
2. Штеклин И. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке // Тектоника Азии. М. Наука, 1984. С. 53–68.
3. Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. 286 с.
4. Senger A.M.C. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications // Nature. 1979. V. 279. № 4. P. 590–593.
5. Domeier M., Van der Voo R., Torsvik T.H. Paleomagnetism and Pangea: The road to reconciliation // Tectonophysics. 2011. V. 514–517. № 5. P. 14–43.
6. Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Развитие океан Тетис в позднем палеозое-раннем мезозое и проблема реконструкции Пангеи // Изв. Академии Наук СССР, сер. Геол. 1989. №5. С. 55–67.
7. Сборщиков И.М. Тектоника плит и некоторые проблемы Тетиса // Океанология. 2005. Т. 45. № 5. С. 771–776.
8. Ларин В.Н. Наша Земля. М.: Агар, 2005. 248 с.
9. Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. Тектоника хребта девяностого градуса // Океанология (в печати).

The Tethys ocean geological history is based on the different geological and geophysical dates. The interpretation these materials is discussed now. There are opposite models Pangea for pre-Late Triassic time. The correlation between processes spreading and subduction for closure stage Tethys (to Indian Ocean) is not exact. We suggest idea expanding Earth for explanation evolution of Tethys.

**Сколотнев С.Г.**

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: [sg\\_skol@mail.ru](mailto:sg_skol@mail.ru))

**Субплиты океанического дна Атлантики и процессы  
структурообразования на их границах**

**Skolotnev S.G.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Subplates of the Atlantic oceanic floor, the processes of struc-  
turation on the boundaries of subplates**

Анализ структурных рисунков океанического дна и современных направлений спрединга в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ) по картам GEBCO [1] и предсказанной топографии [2] на площади между трансформными разломами Риу Гранде (Южная Атлантика) и Кейн (Центральная Атлантика) позволил выделить в этой области 5 тектонических провинций. Три основные из них на всем своем простирании обладают относительно постоянными направлениями спрединга: Южно-Атлантическая (ее северная граница – разлом Романш) –  $76^\circ$ , Сьерра Леоне (ограниченная разломами Сан Паулу и Богданова) –  $85^\circ$  и Центрально-Атлантическая (ее южная граница разлом Зеленого Мыса) –  $100^\circ$ , отличающимися друг от друга. Основные провинции разделяются переходными провинциями, в пределах которых направление спрединга изменяется от сегмента к сегменту, образуя зоны аккомодации между провинциями с квазистабильными направлениями спрединга. Переходные провинции: Романш, ограниченная разломами Романш и Сан Паулу, и Вима, ограниченная разломами Богданова и Зеленого Мыса.

Такое тектоническое членение рассматриваемой области дна Атлантического океана обусловлено историей его раскрытия. Длительное время Центральная (185–110 млн. лет назад) и Южная (130–110 млн. лет назад) Атлантика раскрывались независимо друг от друга, имея различные направления спрединга [3, 4], будучи разделенными Приэкваториальным блоком континентальной литосферы Гондваны. На уровне 118 млн. лет назад этот блок на юге ограничивался праразломом Романш, а на севере – Гвинейским праразломом [4]. При расколе и раскрытии этого блока, которое началось около 100 млн. лет назад [3], и предопределенного поднимающимся плюмом Сьерра Леоне [5], направление спрединга было отличным, как от более северного, так и от более южного региона Атлантики. С историко-геологической точки зрения переходные провинции, выступающие в качестве зон аккомодации, являются краевыми зонами провинции Сьерра Леоне, возникшей на месте Приэкваториальной Гондваны, поскольку они образовались и развивались вместе с этой провинцией.

Резко различные направления спрединга в смежных тектонических провинциях расчленяют расходящиеся от оси спрединга литосферные плиты на

отдельные субплиты. Соответственно могут быть выделены Южно-Атлантическая, Приэкваториальная и Центрально-Атлантическая субплиты Африканской плиты и Южно-Атлантическая и Приэкваториальная субплиты Южно-Американской плиты. Контрагентом Центрально-Атлантической субплиты Африканской плиты в рассматриваемой области является Северо-Американская плита. Приэкваториальные субплиты включают площади тектонических провинций Сьерра Леоне, Романш и Вима.

Резкие различия в направлении спрединга есть свидетельство того, что они определяются не только направлением удаленного стресса, приводящего к абсолютному перемещению литосферных плит. Поскольку осевые зоны спрединга приурочены к узким зонам подосевого апвеллинга астеносферной мантии [6] то очевидно, что на направление спрединга оказывает влияние и направление растекания астеносферной мантии от оси САХ, которое субперпендикулярно простиранию зон апвеллинга. Таким образом, направление спрединга в каждой субплите определяется суперпозицией векторов сил, связанных с течением астеносферной мантии и с действием удаленного стресса, обуславливающего раскол литосферы в осевой зоне САХ. В основных тектонических провинциях простирание зон подосевого апвеллинга, соответствующее генеральному простиранию САХ, субпараллельно континентальным окраинам и, следовательно, задается на самых ранних этапах раскрытия океана, оставаясь инерционным на протяжении всей истории раскрытия океана. В краевых зонах Приэкваториальных субплит или поинному в переходных тектонических провинциях зоны апвеллинга более молодые, они соединяют таковые под основными смежными провинциями и поэтому имеют промежуточное простирание, что отражается и на направлении спрединга в их пределах.

Зоны апвеллинга переходных тектонических провинций простираются под большим углом по отношению к таковым под основными провинциями, поскольку последние в силу своеобразия раскрытия этой области Атлантики, сдвинуты друг относительно друга по типу левостороннего сдвига на большие расстояния по широте: Сьерра Леоне относительно Южно-Атлантической на  $\approx 1500$  км, Центрально-Атлантическая относительно Сьерра Леоне – на  $\approx 1400$  км. Этот феномен определяет частую сегментированность САХ и большие оффсеты (в среднем 250 км) часто чередующихся трансформных разломов (в среднем через 50 км), их отмирание, миграцию и зарождение. В основных провинциях трансформные разломы встречаются реже (в среднем через 200 км), в целом имеют меньшие оффсеты (в среднем 150 км) и, как правило, простираются от континента к континенту. Их происхождение связано с неоднородностями континентальной литосферы, подвергшейся расколу.

Своеобразие переходной провинции Вима заключается в том, что, начиная с момента раскола Приэкваториального блока Гондваны, она формировалась при постоянной миграции точки тройного сочленения между плита-

ми Африканской, Южно-Американской и Северо-Американской к северу [7, 8]. В результате в этой провинции полная длина трансформных разломов, включая их пассивные части, постоянно уменьшается с юга на север, сигнализируя об омоложении времени их возникновения.

Разноориентированные движения субплит приводят к локальным стрессам, создающим в зависимости от геометрии кинематики субплит либо обстановки сжатия, либо обстановки растяжения. Современная кинематика такова, что обе переходные провинции, где присутствуют только левосторонние смещения отрезков рифта, находятся в обстановке преимущественного сжатия, достигающего наибольших значений на участках восточных пассивных частей разломов. На участках активных частей трансформных разломов напряжениям сжатия в той или иной мере противодействует транстенсивный режим. В обстановке растяжения находятся участки западных пассивных частей на севере провинций.

Релаксация различных локальных стрессов приводит к соответствующему структурообразованию, которое может сопровождаться внеосевым вулканизмом. Ярким примером является разломная зона трансформа Романш. Этот трансформ имеет наиболее крупный оффсет (около 950 км) во всей Атлантике, резко превышающий оффсеты всех других трансформов. Он имеет различное простираие в западной и восточной частях, на востоке оно соответствует направлению спрединга Южно-Атлантических субплит, на западе отклоняется в сторону направления спрединга Приэкваториальных субплит. Поэтому в его восточной части существует обстановка сжатия, что привело к формированию крупнейшего поперечного хребта на северном крыле разломной зоны [9], а в западной части – обстановка растяжения, что обуславливает режим транстенсии в этой части трансформа. При этом величина растяжения достаточна для возникновения условий для декомпрессионного плавления, вызывающего современный вулканизм, локализованный в западной части трансформного разлома Романш [10]. В зоне политрансформа Сан Паулу в целом доминирует обстановка сжатия, что приводит к образованию внутриразломных хребтов. Более напряженная обстановка сжатия у восточных пассивных окраин отдельных трансформов политрансформа Сан Паулу. Это проявляется в том, что внутриразломные хребты на восточном фланге в целом более высокие, чем на западном, а также в постепенном сокращении к востоку межразломных расстояний на восточном фланге САХ в районе политрансформа Сан Паулу. Транстенсивный режим в трансформных зонах проявился в образовании рифта, рассекающего массива скал Св. Петра и Павла, с которым также связан молодой вулканизм [11].

Переходная тектоническая провинция Вима характеризуется очень сильными ундуляциями в простираии пассивных частей трансформных разломов. Этим ундуляциям не подвергаются трансформные разломы более южной провинции Сьерра Леоне, следовательно, они обусловлены не изме-

нениями в направлении действия удаленного стресса в ходе раскрытия океана, а локальными стрессами. Система часто расположенных трансформных разломов от Богданова до Архангельского во многом аналогична политрансформе Сан Паулу, этот сегмент развивался в целом в обстановке сжатия, более интенсивного на восточных флангах разломов. Результатом этого развития являются высокие межразломные хребты, разделяющие трансформы. Их высота существенно выше, чем это следовало бы ожидать, исходя из представлений о погружении океанического дна вследствие охлаждения литосферы [12]. Это означает, что межразломные хребты испытывают вертикальный подъем. Имеется много геологических данных, свидетельствующих о том, что их поверхность выступала над уровнем моря [13]. В этой провинции межразломные хребты на восточном фланге также в целом выше, чем таковые на западном фланге САХ.

Одной из крупнейших структур сжатия этой провинции является поперечный хребет, расположенный на южном борту разлома Вима [14]. Дополнительным фактором, способствующим формированию этого хребта, является то, что около 10 млн. лет назад, когда хребет сформировался, этот участок дна располагался вблизи точки тройного сочленения [8], по-видимому, в пределах Северо-Американской плиты, где напряжения сжатия могли быть также следствием поворота последней по часовой стрелке, на что указывают соответствующие изменения в простирации западных частей трансформных разломов к северу от разлома Вима. В настоящее время на границе между плитами Северо- и Южно-Американской вблизи точки тройного сочленения, как и положено, формируются структуры растяжения, в частности трог Ройял, на дне которого обнаружены молодые вулканиты [8, 15].

Таким образом, важным следствием специфики раскрытия Атлантического океана является разделение Южно-Американской и Африканской плит в пределах океанического дна на ряд субплит, взаимодействие между которыми обуславливает в пограничных областях между ними процессы структурообразования, протекающие как в обстановке сжатия, так и в обстановке растяжения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). 5-th edition. Published by the Canadian Hydrographic Service, Ottawa. Under authority of the IHO and the IOC (UNESCO). Scale 1 : 10,000,000, 19 sheets. 1975–1984.
2. Sandwell D.T., Smith W.H.V. // J. Geoph. Res. 1997. V. 102. P. 10039–10054.
3. Nürnberg D., Müller R.D. // Tectonophysics № 191 1991 P. 27–53.
4. Klitgaard K.D., Shouten H. // Geol. Soc. Amer. 1986. V. 3. P. 351–373.
5. Schilling J., Hanan B., McCulli B. et al. // J. Geoph. Res. 1994. V. 99. № B6. P. 12005–12028.
6. Mutter J.C., Karson J. // Science. 1992. V. 257. P. 627–634.

7. Cande S.C., LaBrecque J.L., Haxby W.F. // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B11. P. 13479–13492.
8. Roest W.R., B.J. Collette // J. Geol. Soc. 1986. V. 143. № 5. P. 833–843.
9. Бонатти Э. // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5–16.
10. Кашинцев Г.Л., Шрейдер А.А., Максимочкин В.И. и др. // Геотектоника. 2008. № 4. С. 85–92.
11. Hekinian R., Juteau T., Gracia E. et al. // Marine Geophys. Res. 2000. V. 21. P. 529–560.
12. Sclater J.G., Anderson R.N., Bell M.L. // Journ. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 7888–7915.
13. Пушаровский Ю.М. (ред.) Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика // М.: Наука. 1991. 224 с.
14. Разницын Ю.Н. // М.: Наука. 2004. 270 с.
15. Пушаровский Ю.М. (ред.) // М.: Наука. 1989. 199 с.

The African and South-American plates are divided into a number of subplates: South-Atlantics, Equatorials and Central-Atlantic, which cover the area of an oceanic floor of Atlantic. These subplates have various spreading directions, which are determined by superposition of vectors of the forces connected with remote stress and astenospheric flow. Local stresses arise on boundaries between subplates. The relaxation of these stresses is provided with processes of structurization, which occur as in conditions of compression, and conditions of extension.

**Суцевская Н.М.<sup>1</sup>, Дубинин Е.П.<sup>2</sup>, Беляцкий Б.В.<sup>3</sup>**

<sup>(1)</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва;

<sup>(2)</sup>Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва;

<sup>(3)</sup>ВСЕГЕИ, г. С.-Петербург)

## **Магматизм и тектоника Восточно-Индийского хребта**

**Sushchevskaya N.M.<sup>1</sup>, Dubinin E.P.<sup>2</sup>, Beliatsky B.V.<sup>3</sup>**

<sup>(1)</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow;

<sup>(2)</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>(3)</sup>VSEGEI- St-Peterburg)

## **Magmatism and tectonics of the Ninetyeast Ridge**

Восточно-Индийский хребет (ВИХ) был образован под действием мощной горячей точки, действующей в зоне обширного мантийного плюма: по данным бурения возраст базальтов хребта увеличивается в северном направлении. Анализ осадков ВИХ говорит о том, что хребет был поднят почти до уровня моря и затем с возрастом погружался в результате термического остывания литосферы, в процессе его перемещения на север. По мере своего формирования, восточный фланг хребта был отделён от основной осевой части трансформным разломом реликтового срединно-океанического хребта.

Результаты исследования базальтов, как пробуренных в ходе двух рейсов Гломар Челленджера, так и драгированных в различных рейсах российских, украинских и американских рейсов научных судов, выявили чрезвычайно пестрый характер магматизма. Большую часть магм составляют толеиты, в различной степени обогащенные литофильными элементами и радиогенными изотопами. Щелочные базальты, отражающие низкие степени плавления мантийного источника, встречены в северной части хребта и соотносятся с возрастом около 80 млн. лет, а базальты переходного типа от толеитов к щелочным базальтам отмечены в центральной части хребта в районе 19° ю.ш.

Отличительной чертой магматизма ВИХ является излияние толеитов, с повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$  (51–53%) и пониженными  $\text{TiO}_2$  (0.5–1%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (1.8–2%) [1]. Их происхождение по данным [2] связывается с высокими степенями плавления (около 30%), начинающегося в пределах гранатовой фации перидотитовой мантии и продолжающегося вплоть до глубины менее 30 км. Сами по себе составы  $\text{SiO}_2$ -толеитов также гетерогенны и отличаются между собой как первичными содержаниями Fe, так и геохимическими особенностями, что отражает большую гетерогенность источника и неустойчивость процесса плавления. Данные базальты встречены в пределах 2° с.ш. до 18° ю.ш., что соответствует приблизительно основному интервалу формирования ВИХ 70–50 млн. лет. Можно предполагать, что именно этому интервалу времени соответствует период интенсивного взаимодействия рифтового и плюмового магматизма. Более поздние базальты несут в себе деплетированные характеристики.

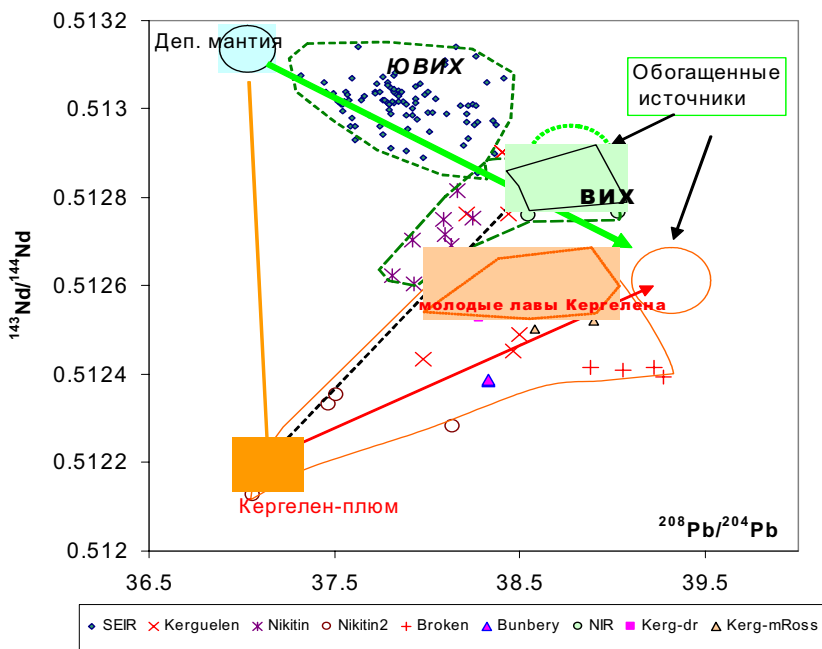


Рисунок. Вариации изотопных характеристик базальтов ВИХ в сравнении с плюмовыми магмами плато Кергелен и древних поднятий восточной части Индийского океана

Начальные этапы функционирования Кергелен-плюма около 130 млн. лет затронули восточную часть Индии (провинция Раджамахал) и западную Австралию (Банбери). Спустя 20 млн. лет началось образование южной части плато Кергелен. Иногда такие поднятия несут в своей структуре погруженные блоки, сложенные континентальной корой. Образование плато Кергелен, южная часть которого представляла собой континентальную кору, разбитую разломами, происходило в субаэральных условиях в течение 60 млн. лет [3]. Согласно реконструкциям [3], южная и центральная части плато являются результатом взаимодействия между остатками континентальной коры и Кергелен-плюмом. Позднее, при формировании северной части, происходило взаимодействие Кергелен-плюма с ЮВИХ, и базальты северной части обладают всеми геохимическими признаками рифтовых базальтов [4]. Близость расположения Кергелен-плюма к спрединговой зоне «прото»-ЮВИХ (хр. Вартон) существенно повлияла на магматизм, приведя к формированию серии подводных поднятий с участием горячих точек.

Изотопные и геохимические характеристики магм ВИХ лежат в поле плюма Кергелен [4]. На рисунке показаны вариации изотопных отношений

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для магм Юго-Восточно Индийского хребта, а также плюма Кергелен и связанных с ним базальтов древних поднятий. Обогащенные источники плато Кергелен отличает большая гетерогенность, которая не столь типична для ВИХ. Если для плато Кергелен можно отметить как минимум три обогащенных источника, один из которых чисто плюмовая составляющая, то для ВИХ более типично проявление деплетированного, астеносферного источника и обогащенного, проявленного в древних базальтах Кергелена, поднятия Аф. Никитина. Такими обогащенными источниками могла служить древняя литосфера Гондваны, попавшая в область выплавления магм либо в виде деламинированных фрагментов нижних частей литосферы при подъеме плюма, либо оставшаяся в виде неспрединговых блоков (как это установлено для плато Кергелен). Для образующихся магм ВИХ на протяжении 40 млн. лет происходило постоянное смешение в различных пропорциях магм Кергелен-плюма и образующихся в пределах древнего спредингового хребта Вартон деплетированных астеносферных расплавов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-00582, 13-05-00143-а и НШ-741-2012.5*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И. и др. Петрология и геохимия базальтов восточной части Индийского океана в связи с проблемой начальных стадий его эволюции // Петрология. 1998. № 6. С. 1–14.
2. Frey F.A., Pringle M., Meleney P. et al. Diverse mantle sources for Ninetyeast Ridge magmatism: Geochemical constraints from basaltic glasses // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 303. P. 215–224.
3. Bénard F., Callot J.P., Vially R. et al. The Kerguelen plateau: records from a long-living/composite microcontinent // Marine and Petroleum Geology. 2010. V. 27. P. 633–649.
4. Сущевская Н.М., Каменецкий В.С., Беляцкий Б.В., Артамонов А.В. Геохимическая эволюция базальтового магматизма Индийского океана // Геохимия. 2013. № 8. 663–689.

The magmatism of the Ninetyeast Ridge (NER) connected with Kerguelen-plume. According to the isotopic data has been revealed that the enriched components of the NER basalt melt source were represented by continental substances – lower or uppercrustal. Close position of Kerguelen-plume to the ancient spreading zone (Wharton Ridge) substantially impacted on magmatism and gave rise to a number of deep-sea highs formation with hotspot involvement (NER, Broken Ridge, Af. Nikitin).

**Харин Г.С., Ерошенко Д.В.**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: [kharin@atlas.baltnet.ru](mailto:kharin@atlas.baltnet.ru))

**Типы гляциотектонических дислокаций и их воздействие на геологические формации Калининградского побережья и прибрежной зоны ЮВ Балтики**

**Kharin G.S., Eroshenko D.V.**

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

**Types of the glacial dislocations and theirs force on the geological formations of Kaliningrad littoral and SE Baltic shelf**

Ледником был перемещен большой объем осадочного материала экзарированного с поверхности Балтийского щита. Так были полностью уничтожены древние коры выветривания, вплоть до глубинных пород кристаллического фундамента, фрагменты которых в большом количестве встречаются в моренных отложениях Калининградской области, Литвы, СВ Польши. На дне Ботнического залива и Балтики значительной экзарации подверглись отложения палеозоя, мезозоя, палеогена и неогена. Сохранились многочисленные гляциодислокации в ледниковых отложениях и геологических формациях ледникового ложа.

На гляциотектонической схеме (рис.) показаны типы дислокаций, вызванные движениями плейстоценовых ледниковых потоков не менее 6 циклов оледенения [1].

Гляциодислокациями мы считаем следующие элементы воздействия ледника на геологические формации, причем эти формации по возрасту могут быть не только древнее ледника, но и одновозрастными с ним:

1 – погребенные депрессии, выработанные в породах доледникового ложа; 2 – отторженцы горных пород и осадков коренного ложа и предыдущих циклов оледенения, перемещенные ледниковым потоком; 3 – складчатонадвиговые гляцеотектонические дислокации в геологических формациях, нередко сопровождаемые разрывами сплошности в породах и осадках, брекчированием и перетиранием субстрата; 4 – скибовые гляциотектонические образования.

Рассмотрим выделенные типы гляциотектонических дислокаций.

1. *Погребенные депрессии.* На схеме (рис.) показаны те погребенные депрессии, выпаханные ледником, дочетвертичное ложе которых находится на глубине –40 м ниже уровня моря. Они занимают почти половину площади Калининградской области и сосредоточены в основном в ее южной части. Имеются трогг глубиной до –267 м ниже уровня моря. Это, вероятно, вызвано тем, что ледниковая лопасть, встретив на своем пути возвышенности Самбийского и Рыбачского блоков земной коры, разворачивалась, и отдельные ее фрагменты меняли направление движения, углубляясь

в подледниковое ложе. Депрессии засыпаны моренами и водно-ледниковыми осадками. В современном рельефе они не проявляются.

2. *Отторженцы горных пород и осадков.* Многочисленные их проявления фиксируются по всей области. Наиболее часто они встречаются в ледниковых и водно-ледниковых отложениях, заполняющих депрессии. Наиболее распространенными и легко узнаваемыми признаками отторженцев являются наличие янтаря, «голубой земли» (осадков, содержащих глауконит), мелоподобных известковых осадков, кремнистых и фосфатных пород и желваков. Размеры отторженцев колеблются от долей метров до нескольких километров. Наиболее крупные из доказанных буровыми и разведочными работами являются янтареносные верхнепалеогеновые отторженцы «голубой земли». В районе п. Муромское южнее г. Зеленоградска разведано Надеждинское месторождение, выходящее на поверхность и разрабатываемое старателями-браконьерами. Крупный отторженец меловых мергелей был разбурен в кутке Калининградского залива. В северной части области при геолгическом картировании среди четвертичных флювиогляциальных осадков выявлены меловые отторженцы площадью в несколько квадратных километров [2].

3. *Складчато-надвиговые гляциотектонические дислокации* можно хорошо наблюдать в обрывах на морском побережье Самбийского полуострова и в карьерах. Эти дислокации обычно сопровождают также отторженцы, на контактах которых отмечаются разрывы сплошности, брекчирование и перетирание осадков и пород. Мезозойские и кайнозойские осадки Самбийского полуострова залегают в виде пологих складок. В их происхождении, вероятно, значительное участие принимало напорное воздействие медниковых масс, идущее с севера.

4. *Скибовые гляциотектонические образования.* В местах сопряжения моренных дугообразных гряд часто встречаются складчато-надвиговые пакеты пород и осадков, выжатые, собранные и перемещенные ледником из геологических формаций подстилающего ледник ложа. Нередко их считают отторженцами, но некоторые исследователи [3] считают их самостоятельным гляциотектоническим образованием, скибом – пластом земли, вывороченным ледником при напоре на ложе с некоторой глубины (до 300 м).

Перечень охарактеризованных выше типов гляциотектонических дислокаций является далеко неполным, т.к. их изученность очень низка. Они развиты не только на суше, но и в заливах и на морской акватории. Н.И.Свиридов с помощью НСП выявил в ЮВ Балтике многочисленные поверхностные нарушения, развитые в подчетвертичной толще осадков [4]. Он выделил локальные врезы, зоны дробления, ледниковые и речные прадолины. Характерно, что многие нарушения продолжаютсся с моря на побережье, секут ложе Куршской и Балтийской кос. По его данным эти нарушения прослеживаются на глубину в осадочную толщу до 200 м от дна моря и связаны с воздействием ледника на толщи осадков. Таких детальных работ

и сейсмических съемок (НСП) на суше не проводилось. Однако, приведенные выше данные показывают, что гляциотектоническая нарушенность дочетвертичной осадочной толщи и плейстоценовых ледниковых и водноледниковых осадков может быть на отдельных участках Калининградской области очень высокой, а глубинность этих нарушений даже превышает морские [5].

Самбийский полуостров, а также Рыбачское плато, как и большая часть Калининградской области, подвергались неоднократной экзотации наступающими со Скандинавии ледниками. Об этом свидетельствует, кроме рассмотренных выше данных, также и такой аргумент, как отсутствие осадочных пород палеогена и неогена в восточной части области, к востоку от Самбийского полуострова. Последний во время последнего оледенения был приподнят и представлял собой препятствие, которое ледники обходили, производя с одной стороны нажимное воздействие на приподнятые блоки земной коры, а с другой – усиленно экзарируя приподнятое плато и соседние участки.

Важным следствием ледникового воздействия на блоки земной коры являются их изостатические движения. Всплывание отдельных блоков калининградского побережья после исчезновения ледниковой нагрузки продолжается и до сих пор. Это проявляется в изменениях древних береговых линий и клифов. Напоры ледника и ледовые нагрузки не могли не сказаться на горизонтах подземных вод. Отмеченные в Калининградской области и Литве фонтанирующие источники подземных вод, в том числе и минеральных, свидетельствуют о существовании реликтовых напорных водоносных подземных горизонтах ледникового времени.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайгалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: Моклас. 1979. 99 с.
2. Харин Г.С. Фосфоритонность меловых и палеогеновых отложений Калининградской области и Юго-Восточной Балтики // Литол. и полезн. ископаемые. 2009. № 4. С. 339–362.
3. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника. 1980. 280 с.
4. Свиридов Н.И. Природа нарушений в верхней части осадочного чехла Балтийского моря // Сов. геология. 1984. № 6. С. 72–99.
5. Харин Г.С., Харин С.Г., Ерошенко Д.В. Инженерно-геологические аспекты освоения Калининградского побережья // Геоэкология. 2010. № 6. С. 521–531.
6. Загородных В.А. Гляциотектоника Калининградской области // М.: МПР. Геоинформатика – 99. 1999. С. 46–49.

According to engineering-geological and mapping drilling, fund reports, publications and personally observation, typification and generalization various in forms and the sizes of the glacial tectonical dislocations connected with impact of gla-

cial streams of a pleistocene on geological formations of a shelf of SE of Baltic and the Kaliningrad coast is carried out. It is noted that glacial dislocation still didn't equilibrate and negatively influence stability of geological formations.

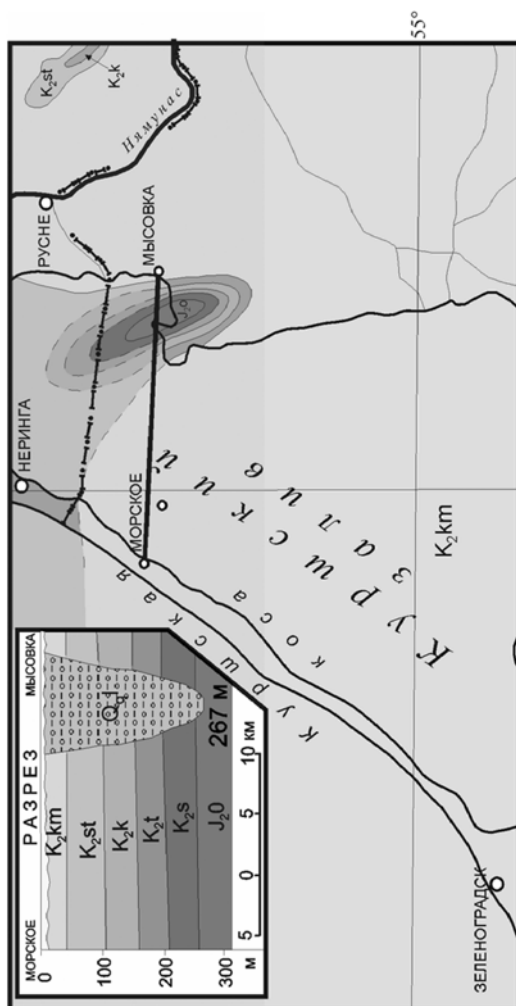


Рисунок. Геологическая карта Куршского залива и геологический разрез от п. Морское до п. Мысовка. Четвертичные отложения сняты. В районе п. Мысовка видно, что углубление (–267 м), выпавшее ледником до глубины 267 м до глубины – 267 м, до юрских отложений (J<sub>2</sub>). Вскрыты следующие отложения мела (K<sub>2</sub>): K<sub>2</sub>s – сеномана, K<sub>2</sub>t – турона верхнего, K<sub>2</sub>k – коньяка, K<sub>2</sub>st – сантона, K<sub>2</sub>km – маастрихта.

## **Цуканов Н.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Широкова, РАН, г. Москва, e-mail: [nvts\\_ov@rambler.ru](mailto:nvts_ov@rambler.ru))

### **Аккреционные комплексы Камчатки: строение, состав и проблемы геодинамики**

## **Tsukanov N.V.**

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

### **Accretionary complexes of Kamchatka: Structure, compositions and geodynamic diversity**

В аккреционной структуре Камчатской активной окраины выделяется несколько тектоно-стратиграфических террейнов, анализ строения и состава которых позволяет реконструировать активную переходную зону океан-континент для мелового–эоценового времени [1–6]. Они образованы комплексами, формировавшимися в пределах вулканических дуг и задуговых и окраинноморских бассейнов. Островодужные образования развиты в Озерновско-Валагинском (ОВ) террейне (южный сегмент Ачайваям-Валагинской вулканической дуги) и Кроноцком (КР) террейне (Кроноцкая вулканическая дуга). Вещественные комплексы, формировавшиеся в задуговых и окраинноморских условиях картируются в Ирунейском и Ветловском террейнах. Возрастной диапазон вещественных ассоциаций, слагающих островодужные террейны и формировавшихся в активный этап развития вулканических дуг, определяется как сантон–кампан–раннепалеогеновый для ОВ и коньяк–сантон–кампанский–эоценовый для КР. Они характеризуются следующими особенностями строения и состава слагающих их образований:

1. Присутствие фрагментов офиолитовых комплексов различной природы: фрагменты океанической коры апт–Альб–сеноманского возраста, надсубдукционные офиолиты, представленные гипербазитами, габброидами и диабазами, предположительно мелового возраста. Офиолиты различных сегментов палеодуг различаются между собой, но перидотиты Кроноцкого п-ова и Валагинского хребта и хр. Кумроч и п-ова Камчатский мыс имеют сходные геохимические характеристики.

2. Возрастной диапазон магматических комплексов в ОВ сантон–кампан–нижнепалеогеновый. В северных сегментах Кроноцкой палеодуги (п-ова Камчатский мыс, Кроноцкий) активный вулканизм начался в коньяк–сантон–кампанское время. Для южного сегмента (Шипунский п-ов) наиболее древние вулканические комплексы датируются кампан–маастрихтским возрастом. При этом в ОВ это мощные полифациальные разрезы, где наряду с эффузивной частью присутствуют различные туфы и туфогенно-осадочные породы. В КР эоценовые магматические комплексы представлены во всех сегментах дуги (столбовская и кроноцкая серии) и образованы

мощными полифациальными разрезами различных частей вулканических дуг. Маастрихт–датские и сантон–маастрихтские комплексы слагают отдельные выходы или тектонические пластины в покровно-складчатой структуре п-овов и характеризуются значительными вариациями химического состава пород. Продолжительность вулканизма для ОВ оценивается в 21–24 млн. л., а для КР – 44–52 млн. лет.

3. Состав магматических комплексов в тектоно-стратиграфических террейнах островодужной природы различается. Для ОВ выявлена гетерогенность составов островодужных вулканитов в разных сегментах: на п-ове Озерной преимущественно развиты толеитовые базальты; в хр. Кумроч распространены известково-щелочные и толеитовые эффузивы; в хр. Тумрок – пикриты и базальты толеитовой серии; в Балагинском хребте – обогащенные пикриты и толеитовые базальты, а также вулканиты известково-щелочной серии. Присутствуют в небольшом количестве шошониты. Для КР полученные данные показывают продольную гетерогенность вдоль простирания дуги в составе верхнемеловых магматических комплексов и отсутствие таковой для эоценовых образований. Верхнемеловые магматические комплексы северного сегмента представлены преимущественно породами толеитовой дифференцированной серии (п-ов Камчатский Мыс), среднего сегмента – высокоглиноземистой толеитовой серией (Кроноцкий п-ов) и южного сегмента как низкокалиевой толеитовой, так и умеренно-калиевой известково-щелочной серией (п-ова Мыс Налычева и южная часть п-ова Шипунский) [7–8].

4. Геохимические и изотопные данные по изученным породам свидетельствуют, что они формировались из обедненного мантийного источника в пределах энсиматических вулканических дуг (КР и ОВ) [8–9]. Исходные магмы образовывались из в разной степени деплетированных или обогащенных по высоkozарядным элементам гранатовых или шпинелевых лерцолитов верхней мантии [10].

Эти островодужные террейны разделяются Ветловским террейном, сложенным образованиями аккреционной призмы и окраинноморского бассейна. Возраст вещественных ассоциаций, слагающих его, определяется как позднекампан–маастрихтский и палеоцен–эоценовый [7].

Анализ имеющихся данных о строении, составе и возрасте комплексов, слагающих тектоно-стратиграфические террейны, позволяет предполагать несколько сценариев образования и развития палеоостроводужных систем Камчатки [1–3, 5–6, 11]: 1. Практически одновременное заложение двух энсиматических палеодуг (ОВ и КР) в коньякское–сантонское время и их дрейф в пределах различных плит к Азиатской окраине. 2. Заложение одной энсиматической дуги в коньякское–сантонское время и раскол ее в кампане–позднем кампане на ОВ и КР с образованием Ветловского задугового бассейна. В ОВ в раннем палеоцене прекращается активная вулканическая деятельность, что связано с ее удалением от зоны субдукции под КР. В КР

активный вулканизм продолжался практически до конца эоценового времени. 3. Заложение единой протяженной вулканической зоны, где ОВ и КР разделялись по трансформному разлому или контактировали друг к другом под углом. В позднем кампане, в тылу КР, начал формироваться Ветловский океанический бассейн. Он существовал по эоцен включительно. Судя по омоложению вещественных комплексов, слагающих Ветловский террейн в северном направлении в современных координатах, он раскрывался не одновременно. В эоцене (ОВ) и в конце олигоцена в начале миоцена (КР) произошла коллизия этих террейнов с Азиатской окраиной [2–3, 5–6, 11].

Наличие сходных по составу офиолитовых комплексов в основании палеодуг, сантон–кампанский возраст начала вулканизма, представленный вулканиками толеитовой серии островных дуг, а так же заложение палеодуг, по палеомагнитным данным [2, 6], на близких широтах, все эти особенности строения палеодуг Камчатки позволяют, вслед за [11], рассматривать заложение ОВ и КР как единой дуги. В позднекампанское–маастрихтское время произошел раскол ее с образованием ветловского окраинного бассейна. Это предположение позволяет сравнивать геодинамическую обстановку в позднемиоценовое–эоценовое время с современной областью Филиппинского моря, Идзу-Бонин-Марианской (ИБМ) островодужной системой, где в течение 50 млн. л. продолжается интенсивный вулканизм, связанный с субдукцией древней (юрско-нижнемеловой) океанической коры [12–14]. Интересной особенностью этой островодужной системы является наличие пород относящихся к нескольким магматическим сериям от бонинитов и низкокальциевых толеитов до вулканитов известково-щелочных серий и в небольших количествах, на последней стадии, – шошонитов. Временные интервалы вулканизма в ИБМ, составляют от 15 до 30 млн. л., а ширина вулканической зоны достигает 200 км. При этом при произошедшем расщеплении дуги 30 млн. л. назад сформировался окраинный бассейн с океанической корой, а неактивная часть вулканической дуги за это время переместилась на 1000 км от активной вулканической зоны. Сходный геодинамический сценарий можно представить и для формирования Камчатских палеоструктур. Заложение вулканического поднятия в коньякское–сантонское время при субдукции плиты Кула, эволюция состава вулканических серий (излияние как толеитовых серий, так и известково-щелочных). С позднего кампана начинает формироваться ветловский бассейн, проградация его происходит в северном направлении в современных координатах и он формируется до среднего эоцена. В датское время полностью затухает вулканизм в ОВ и она, как террейн, продолжает активно удаляться от зоны субдукции и вулканического фронта. Вулканизм в пределах КР продолжался до эоцена, за это время происходит поглощение срединного хребта Кула – Тихоокеанской плит и в зоне субдукции поглощается Тихоокеанская плита, при этом характер вулканизма вдоль всей дуги становится одинаковым.

*Исследования поддержаны РФФИ (грант № 11-05-00086).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
3. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и моделирование // Труды ГИН РАН. Вып. 549. М.: Научный Мир, 2003. 224 с.
4. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие Приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое-раннем кайнозое // Труды Гин РАН. Вып. 462. М.: Наука, 1991. 89 с.
5. Alexeiev D.V., Gaedicke Ch., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka – Aleutian junction // International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.). 2006. V. 95. P. 977–993.
6. Левашова Н.М. Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН. 1999. 22 с.
7. Палечек Т.Н., Цуканов Н.В., Соловьев А.В., Савельев Д.П. Возраст и состав тектоно-стратиграфических комплексов южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка) // Тез. Докл. 2013. Хабаровск.
8. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатско-мысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 232–236.
9. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // ДАН РАН. 2010. Т. 434. № 5. С. 656–660.
10. Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемиоценовых-раннепалеогеновых комплексов Северной части Камчатки // Геохимия. 2009. № 4. С. 348–377.
11. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол позднемиоценовой Ачайваям-Валагинской дуги в палеоцене (террейны Южной Коряки и Восточной Камчатки) // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 658–661.
12. Ishizuka O., Yuasa M., Tamura Y. et al. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu–Bonin–Mariana intra-oceanic arc rift propagation // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 294. P. 111–122.
13. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of sub-

duction components // *Geochem., Geophys., Geosys.* 2005. V. 7. P. 1–27.

14. Taylor B. Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc // *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results.* 1992. V. 126. P. 627–652.

Analyses of tectono-stratigraphy terranes of Kamchatka continental active margin allow us to recognize several terranes island arcs and marginal seas nature. Magmatic complexes of these terranes were form in Coniac-Santon-Paleocene and Paleocene–Eocene time. Geodynamic reconstruction for that time show island arc system conditions. It was similar to Izu-Bonin-Mariana Island Arc system Philipin region.

## **Чернышева Е.А.**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: elcher@atlas.baltnet.ru)

### **Есть ли континентальная кора под Гавайями?**

**Chernysheva E.A.**

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

### **Is there the continental crust beneath the Hawaii?**

Выдвигая предположение о том, что морфоструктура Гавайского поднятия представляет собой реликт древней континентальной коры [1], Б.И. Васильев приводит данные о большой мощности земной коры под архипелагом (15–20 км), о преобладании пластически деформированных мантийных пород среди ксенолитов в вулканитах, о необычно древнем возрасте ксенолита лерцолита (3.5 млрд. лет) и др. В качестве дополнительного аргумента в пользу данного предположения мы предлагаем обратиться к факту присутствия на Гавайском архипелаге мало распространенной разновидности вулканитов – мелилититов [2].

Мелилититы являются родственниками кимберлитов [3] и имеют ряд примечательных геохимических признаков, которые отличают их от базальтов и свидетельствуют об их образовании на значительной глубине, при очень низкой степени парциального плавления обогащенного мантийного субстрата. Эти магматические породы известны практически на всех континентах и в Гренландии [4]. Наши исследования в регионе Атлантического океана показали, что мелилититы образуются на краях континентальных плит, на «плечах» океанического рифта, но не на океаническом ложе [5, 6]. Их связь именно с субконтинентальной мантией была подтверждена также другими исследователями для островов вблизи побережья Африки.

В районе Тихого океана известны три проявления мелилититов: 1) дайки и эруптивные брекчии альнеитов на острове Малайта (Соломоновы о-ва) вблизи Австралии, (возраст 34 млн. л.), [7]; 2) лавы мелилит-оливиновых нефелинитов в районе Хамада, Япония [8], (возраст 5.7–6.1 млн. л.); и 3) оливин-мелилит-нефелинитовые лавы на нескольких островах Гавайского архипелага (возраст 0.5–3.5 млн.л.), [2; 9 и др.]. Первые два проявления расположены на краю Австралийской и Китайской континентальных плит, имеющих глубокие «корни», содержащие алмазы. Но вот Гавайи являются единственным проявлением мелилититов, где отсутствует видимая связь с континентальной литосферой.

Подобно другим известным проявлениям мелилититов (в Гренландии [4], в Сибири (Маймеч-Котуйская провинция [10]), в Африке), магматизм Гавайского архипелага обусловлен активностью мантийного плюма. Мелилититы известны на пяти островах архипелага к западу от главного «ствола» плюма, след которого проектируется под островом Мауна Кеа [9]. Во всех

регионах мантийные плюмы являлись причиной сильнейшего растяжения коры и образования рифтов, а то и глубокого раскола континентальных плит, вплоть до образования океанических бассейнов.

На Гавайях (как и в Гренландии, и в Сибири) существовало два источника магматических расплавов, «работавших» одновременно: один, поставлявший толеитовые и умеренно щелочные базальты, располагался на небольших глубинах; второй, поставлявший мелилититы, – на глубине порядка 200 км, – по всей вероятности, у подошвы континентальной плиты. Именно здесь при давлениях 3–5 ГПа могли образоваться недонасыщенные кремнеземом, обогащенные щелочами, титаном, несовместимыми редкими элементами и  $\text{CO}_2$  расплавы мелилититов [3 и др.]. Вероятно, литосферная плита экранировала поток летучих компонентов из мантии, что обеспечивало условия для метасоматического обогащения субстрата до его плавления.

Таким образом, наблюдается совпадение геодинамических сценариев появления мелилититов и их состава в разных регионах Земли, что говорит в пользу существования континентальной плиты под Гавайским архипелагом. Возможно, это был реликт окраины плато Дарвина или иного древнего поднятия, погрузившегося в океан.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Б.И. // Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 34–71.
2. Clague D.A., Frey F.A. // *J. Petrol.* 1982. V. 23. P. 447–504.
3. Gudfinnson G.H., Presnall D.C. // *J. Petrol.* 2005. V. 46. P. 1645–1659.
4. Bernstein S. et al. // *Lithos.* 2000. V. 53. P. 1–20.
5. Чернышева Е.А., Харин Г.С. // *Петрология.* 2007. Т. 15. № 3. С. 317–323.
6. Чернышева Е.А., Харин Г.С. // *Геохимия.* 2012. № 1. С. 60–68.
7. Neal C.R., Davidson J.P. // *Geochim. Cosm. Acta.* 1989. V. 53. P. 1975–1990.
8. Tatsumi Y., Arai R., Ishizaka K. // *J. Petrol.* 1999. V. 40 (1). P. 497–509.
9. Garcia M.O., Swinnard L., et al. // *J. Petrol.* 2010. V. 51 (7). P. 1507–1540.
10. Гладких В.С. // *Геохимия.* 1991. № 4. С. 583–593.

It is supposed that the occurrence of melilitites among volcanic rocks on Hawaii can be used as an argument for existence of continental plate relic beneath the archipelago. Remarkable composition of melilitites and scenario of their formation are almost the same in the different places of the Earth.

**Чехович В.Д.<sup>1</sup>, Шеремет О.Г.<sup>1</sup>, Кононов М.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: vadim@ilran.ru; <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Реликт эшелонированной сдвиговой границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит в Беринговом море**

**Chekhovich V.D.<sup>1</sup>, Sheremet O.G.<sup>1</sup>, Kononov M.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Geological institute RAS, Moscow; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Echeloned relict of shear boundary between the Eurasian and North American plates in the Bering Sea**

Проведенные вычисления аномалий *D*-функции по профилям как в пределах Алеутской котловины с океаническим типом коры, так и на Беринговом континентальном шельфе показали применимость этого метода для обнаружения крупных тектонических нарушений в земной коре и верхней мантии. В результате была выявлена система мантийно-коровых крупных разрывных нарушений общей протяженностью более 1500 км. Реальность интерпретации полученных данных подтверждена их согласованностью с результатами двух сейсмических профилей в северо-западной части Алеутской котловины [1, 2].

Кинематика выявленных разрывов, может быть определена исходя из интерпретации геодинамических обстановок, обусловивших формирование внутренних структур в Алеутской океанической котловине – подводных хребтов Ширшова и Бауэрса. Ключевыми моментами геодинамики являются: а) разворот Тихоокеанской плиты против часовой стрелки (50–47 млн. лет) и постоянное перемещение (вращение) Северной Америки относительно Евразии, начавшееся в позднем мелу после открытия Атлантики. Формирование надвиговой структуры хребта Ширшова произошло в результате сгущивания алеутской океанической коры при развороте Тихоокеанской плиты в среднем – позднем эоцене. «Рельсами» для этого перемещения служили сдвиги на севере вдоль коряжской окраины, установленные нами ранее также по анализу аномалий *D*-функции. На юге аналогичную роль в среднем и начале позднего эоцена, вероятно, могло играть нарушение на северо-западном склоне поднятия Витус. Геодинамическая природа хребта Бауэрс определяется как палеогеновая дуга, сформированная в результате поддвига океанической коры Алеутской котловины в конце позднего эоцена – олигоцене (37–26 млн. лет) [3]. Учитывая, что в палеогене скорость перемещения Северной Америки в юго-западном направлении была большей, нежели Евразии, выявленная система разломов можно рассматривать как сложную сдвиговую зону в Алеутской океанической котловине.

Принимая во внимание эти данные, можно считать, что зона нарушений в пределах Берингового шельфа существовала, по крайней мере, начиная

с позднего эоцена. Однако, вероятнее всего, в пределах континентального шельфа она возникла значительно раньше. Об этом могут свидетельствовать обнаруженные по аномалиям  $D$ -функции на тех же профилях в 150–175 и в 300–350 километрах к юго-востоку от первой зоны нарушений параллельные зоны разломов в пределах шельфа (рис. 1).

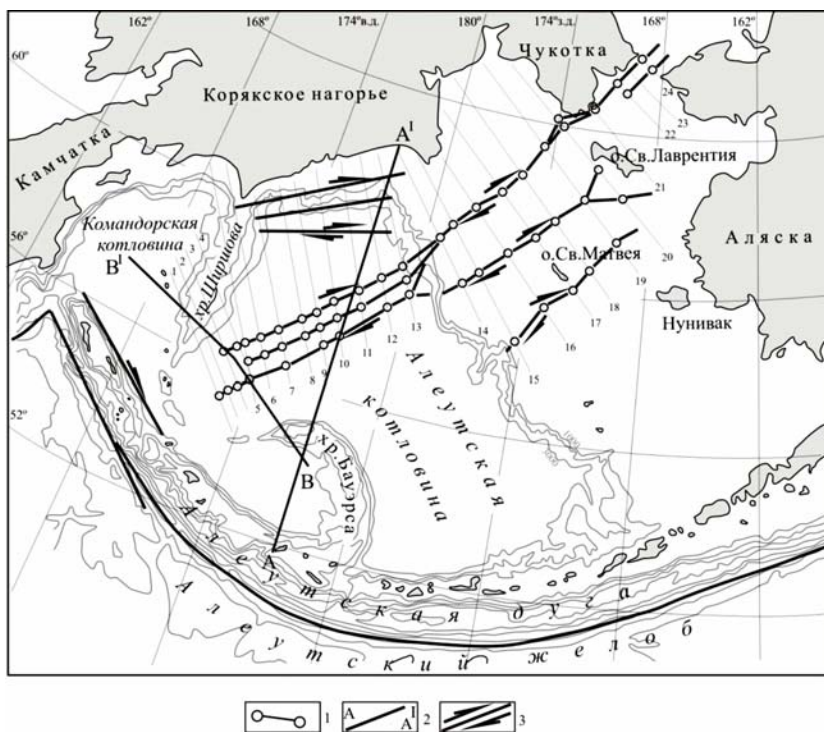


Рисунок 1. Положение аномалий  $D$ -функции на профилях в Алеутской океанической котловине и на Беринговском шельфе: 1 – точки аномалий на профилях; 2 – линии профилей сейсмических исследований; 3 – разломы (сдвиги) по данным интерпретации аномалий  $D$ -функции настоящего исследования.

Эти разломы, рассекая фундамент Наваринского бассейна, не сказываются на изменении его структуры и, вероятно, были активными еще до позднего эоцена. Существование этих разрывов в целом согласуется с предположениями о продолжении сдвигов Аляски в пределах шельфа, однако, конкретная ориентировка выявленных по аномалиям  $D$ -функции разломов, существенно отличается от принятой в ряде работ.

Положение разломов сдвиговой системы, выявленных по аномалиям  $D$ -функции, полностью подтверждается двумя сейсмическими профилями

(рис. 1). Между разломами сдвиговой зоны в прикраевой зоне структуры Витуса наблюдаются поднятия акустического фундамента со сложным рельефом а также подъем границы между вторым и третьим слоями океанической коры (700 м) и границы Мохо на 2–4 км по отношению к средней глубине ее положения.

Перечисленные факты показывают, что выявленная по аномалиям D-функции вертикальная структура, четко проявленная на сейсмических профилях, отстоящих друг от друга на 350 км, а в целом прослеженная по аномалиям почти на 700 км, является самостоятельным литосферным образованием. Вероятно, она не имеет прямой генетической связи с остальной частью поднятия Витус. Очевидная самостоятельность и тектоническая значимость выделенной вертикальной литосферной структуры позволяет предложить для нее собственное название – **структуры Витгенштейна**, как структуры выдавливания («push-up-range» или «push-up-structure»). В нашем случае, при мощности коры порядка 16 км ширина поднятия между сдвигами составляет около 70 км, т.е. близка к отношению, полученному при экспериментах 4:1 [4].

На первой (80 млн. лет, рис. 2) реконструкции условная граница между «неподвижной» Евразией и Пацификой показана в области распространения уже сформированной среднемеловой складчатой зоны, поскольку Олюторско-Восточно-Камчатская островная дуга была аккретирована к этой окраине существенно позже. Южный участок шельфа Наваринского полуострова, в пределах которого большую часть позднего мела преобладали континентальные условия осадконакопления, с обильными флористическими остатками, также принадлежал «неподвижному» континенту. Анализ реконструкций на 80 и 52–50 млн. лет (рис. 2) показывает, что сдвиговая система Берингова моря могла существовать только в пределах шельфа, о чем свидетельствуют условия растяжения в позднем мелу в Беринговом проливе, где реликты этого сдвига отмечены. Основной же трансформной границей при перемещении Северной Америки относительно Евразии был разрыв, следы которого выявлены на современном шельфе в 150 км восточнее. При перемещении по этой границе позднемеловые вулканы острова Св. Матвея, которые в современной структуре располагаются существенно южнее предполагаемого простириания Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), займут положение на его простириании.

Для западной Аляски и северо-востока Евразии самым существенным событием было изменение направления перемещения Тихоокеанской плиты с северо-северо-западного на северо-западное, произошедшее 50–47 млн. лет тому назад. Конкретным следствием этого события явилось прекращение поглощения Пацифики под континентальным шельфом Аляски и заложение Алеутской зоны субдукции (рис. 2).

После заложения Алеутской зоны субдукции перемещение Североамериканской плиты продолжилось и привело к образованию сдвиговой

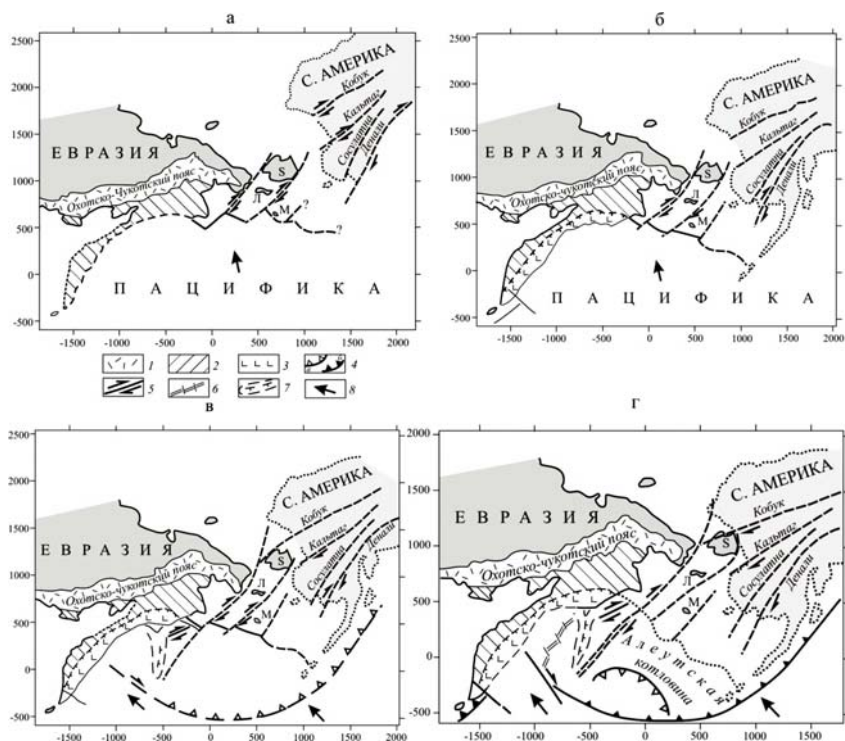


Рисунок 2. Палинспастические реконструкции положения Североамериканской плиты относительно неподвижной Евразии (по программе, созданной А.В. Ландером) на 80 (а), 52–50 (б), 50–47 (в) и 15–20 (г) млн. лет тому назад: 1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 2 – среднемиловая коллизионно-аккреционная система; 3 – Олюторско-Восточно-Камчатский островодужный террей; 4 – зоны субдукции; а – палеогеновые, б – неогеновые; 5 – сдвиги; 6 – неогеновые спрединговые центры в Командорской котловине; 7 – эоценовое надвиговое сооружение хребта Ширшова; 8 – направление перемещения Тихоокеанской плиты; Л – остров Св. Лаврентия; М – остров Св. Матвея.

системы, рассекающей как континентальную, так и океаническую кору Берингова моря. Именно эта сдвиговая система (рис. 2) в юго-западной части Алеутской котловины, и ее воображаемое продолжение к юго-западу условно разделяет ту часть Алеутского желоба, где перекрывающая плита могла надвигаться на поглощаемую океаническую плиту (trench roll back), от его Командорской части, которая, в связи с положением на трансформной границе, такой возможности не имела. Движение Североамериканской плиты продолжалось, но это перемещение отражалось не только в откате Алеутского желоба, но и в поглощении алеутской океанической коры в зоне

субдукции под дугу Бауэрса. Все движения прекращаются с момента оформления западной и восточной границ малой плиты Берингия, из-за практически одновременной аккреции Кронцкой дуги на западе и началом субдукции легкой малой плиты Якутат, представляющей собой океаническое поднятие [5].

Таким образом, рассчитанные плитотектонические реконструкции положения Северной Америки относительно «неподвижной» Евразии на 80, 52–50, 50–47 и 15–20 млн. лет показывают, что выявленные разломы (сдвиги), вероятно, представляют собой реликты эшелонированной трансформной границы между литосферными плитами Евразии и Северной Америки. Формирование этой границы с конца позднего мела было связано с раскрытием северной Атлантики, определившей большую скорость перемещения Северной Америки относительно Евразии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J. Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea // *Tectonics*. 1992. V. 11. P. 719–731.
2. Miller E.L., Ireland T.R., Klemperer S.L. et al. Constraint on the age of formation of seismically reflective middle and lower crust beneath the Bering Shelf // *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*. 2002. V. 360. P. 195–208.
3. Wanke M., Portnyagin M., Hoernle K. et al. Bowers Ridge (Bering Sea): An Oligocene–Early Miocene island arc // *Geology*. 2012. V. 40. № 8. P. 687–690.
4. Ten Brink U.S., Katzman R., Lin J. 3D-model of deformation near strike-slip faults // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № B7. P. 16205–16220.
5. Finzel E.S. Miocene-Pliocene sedimentary footprint of flat-slab subduction of the Yakutat terrane // *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* 2007. V. 39. P. 491.

The performed calculations of D-functions anomalies along profiles within the Aleutian Basin with an oceanic type of crust, and on the Bering Sea continental shelf showed the applicability of this method for detecting of major tectonic dislocations in the Earth's crust and upper mantle. As a result, the system was found mantle-crust large fault zones with total length more than 1.500 km. The reality of the interpretation of the data confirmed their coherence with the results of two seismic profiles in the north-western part of the Aleutian Basin. The calculated plate-tectonic reconstructions of North America relative to the "fixed" Eurasia for 80, 52–50, 50–47 and 15–20 Ma have shown that the identified fault zones are likely to represent relicts of a echeloned transform fault boundary between the Eurasian and North American lithospheric plates. The formation of this boundary since the end of the Late Cretaceous was related to the opening of the North Atlantic, and the higher speed of movement of North America relative to Eurasia.

**Шемпелев А.Г.<sup>1</sup>, Кухмазов С.У.<sup>2</sup>, Геворкян Ю.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>ОАО «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки, e-mail: [shemp@geolog.kmv.ru](mailto:shemp@geolog.kmv.ru); <sup>2</sup>ООО «Сей-Эко-Геон», г. Ессентуки)

## **Структура Большого Кавказа в поле обменных волн далеких землетрясений**

**Shempelev A.G.<sup>1</sup>, Kukhmazov S.U.<sup>2</sup>, Gevorkyan Yu.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Kavkazgeols'emka, Essentuki; <sup>2</sup>Sei-Eco-Geon, Essentuki)

## **The Greater Caucasus crustal structure based on modeling of converted teleseismic PS-waves**

Большой Кавказ, одна из структур Альпийского складчатого (коллизиионного) пояса, является геологически хорошо изученной территорией России. Причём по мере накопления новых геологических фактов Кавказ представлялся в качестве примера при обосновании почти всех последовательно господствовавших геотектонических гипотез, начиная с плутонической. При появлении теории геосинклиналей в тектонических построениях этой типичной геосинклинальной области с переменным успехом признаётся преобладающим чешуйчато-надвиговое строение (В.П. Ренгартен и др.) или же предпочтение отдаётся вертикально-блоковым движениям (И.Г. Кузнецов и др.). С возрождением гипотезы дрейфа континентов Кавказ укладывается В.Е. Хаиным в общую схему неомобилистского варианта теории геосинклиналей [1]. Природа Кавказа рассматривается О.Г. Сорохтиным и рядом других исследователей с точки зрения гипотезы литосферных плит. Следует подчеркнуть, что геоморфологический облик Кавказа больше всего отвечает динамике плитовой тектоники.

В 60-х годах прошлого столетия через Большой Кавказ пройдено два кусочно-прерывистых профиля глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань (Ю.Г. Юров, Э.Г. Данилова, А.Б. Кибалов, Г.В. Краснопевцева и др.). Фактические материалы ГСЗ по этим профилям не противоречат концепции тектоники литосферных плит. Одним из вариантов их интерпретации было предположение вдоль оси Большого Кавказа зоны сопряжения коллажа закавказских плит с северной плитой, определившей этот ороген [2, 3]. Сопоставляя фиксистские и мобилистские модели тектонического развития Большого Кавказа, В.Е. Хаин в 1982 г. [4] по сумме имеющихся фактов делает предположение о поддвиге, начиная с байоса, Закавказской плиты под Предкавказскую. Он отмечает, что «впервые предположение о таком поддвиге было высказано В.П. Ренгартеном ещё в 1926 г., а недавно к аналогичному заключению пришёл А.Г. Шемпелев, уже на основании комплексной интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования».

В большей своей части зона Главного Кавказского надвига и его южное крыло располагаются на территориях Грузии и Азербайджана, и поэтому в

настоящее время оказались недоступны для изучения российскими геологами. Некоторые фрагменты зоны сопряжения плит зафиксированы при проведении комплексных геофизических исследований по Туапсинскому профилю [5]. В последние годы ООО «Сей-Эко-Геон» по договорам с ОАО «Краснодарнефтегеофизика» и ОАО «Кавказгеолсъёмка» были выполнены наблюдения методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в западной части Центрального Кавказа, практически с равным шагом, в том числе в высокогорье. Отработанный Адыгейский профиль (Дагомыс-Абадзехская-Гиагинская) позволил впервые увидеть сделанные ранее предположения в волновом поле вкрест всей структуры Большого Кавказа. Сейсмический разрез вдоль профиля, отражающий положения границ по данным обменных PS-волн, приводится на рисунке.

Метод обменных волн далеких землетрясений, в основном, используется для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии. Принцип метода состоит в том, что при прохождении Р-волны, образовавшейся в очаге далекого землетрясения, через геологическую среду в области наблюдения на границах разрыва непрерывности в сейсмической скорости образуются обменные PS-волны, которые приходят к пункту регистрации с временным запаздыванием относительно Р-волны. По значениям времен запаздывания PS-волн вычисляются глубины границ обмена, то есть границ, на которых образовались обменные PS-волны [6]. При сейсмологических наблюдениях по Адыгейскому профилю использовались цифровые регистраторы сейсмических сигналов «Дельта-Геон-02» и «Дельта-03», работа которых осуществлялась в непрерывном режиме. Величины амплитуд обменных PS-волн характеризуют перепады скорости на границах раздела слоев.

Одним из наиболее приемлемых вариантов интерпретации наблюдаемой на рисунке картины границ обмена PS-волн вдоль Адыгейского профиля, учитывая материалы магнитотеллурических зондирований (МТЗ) и гравимагнитные данные, по мнению авторов, является предположение погружения консолидированной коры южного блока в мантию при напользании коры северной плиты. В результате этого происходит образование орогена Большого Кавказа (поднятия Главного и Передового хребтов). В северной части профиля Скифская эпигерцинская плита Скифско-Туранской платформы характеризуется субгоризонтальным залеганием слоёв земной коры (Восточно-Кубанский прогиб).

Граница обмена в пределах южного блока на глубине 10–11 км погружается в северном направлении, и, принимая во внимание результаты МТЗ, может быть поверхностью консолидированного фундамента.

Вышележащие складчатые зоны южного склона представлены вулканогенно-терригенными (повышенной намагниченности) отложениями мезозоя и осадочной толщей кайнозоя. Как предполагалось ранее по Туапсинскому профилю, консолидированная кора южного блока может являться продолжением реликтовой субокеанической коры Черноморской впадины. При

практическом отсутствии гранито-метаморфического слоя это – поверхность Конрада. А граница обмена наибольшей интенсивности на глубине 17 км, учитывая высокую плотность нижележащих толщ, которая также погружается под структуру Большого Кавказа с углами порядка  $30^\circ$ , может быть одной из поверхностей Мохо (М). Границы обмена для южного блока на глубинах около 27 км и 36 км – переходные поверхности М уже внутри верхней мантии. При глубинных построениях нередко предполагается несколько поверхностей перехода к мантии. Поэтому на рисунке понятна условность рисовки упомянутых границ Мохо. В целом же они просто отражают характер взаимоотношения слоёв земной коры разных блоков.

Погрузившаяся часть консолидированной земной коры южного блока, очевидно, в процессе надвигания (наползания) по Главному Кавказскому надвигу консолидированной коры северной плиты, определила под Большим Кавказом так называемые «корни гор». Поверхность Мохо здесь опускается до глубин 55–60 км за счёт фактического сдвигания условного базальтового слоя. Динамика принимаемого коллизионного процесса объясняет смещение корней гор вдоль Адыгейского профиля от поднятия Главного в сторону Передового хребта. Перемещение масс северного блока, вероятно, происходит при обгоняющем движении вышележащих толщ земной коры, что впервые отмечалось авторами ГСЗ А.Б. Кибаловым, Г.В. Краснопецовой и др. [2, 7].

В центральной части Большого Кавказа кристаллический фундамент часто выходит на дневную поверхность. В его же западной части, где располагается Адыгейский профиль, фундамент, в основном, перекрыт мезозойскими отложениями, хотя и не большой мощности.

Северный блок, краевая часть Скифской эпигерцинской плиты, имеет мощность земной коры около 40 км. Поверхность консолидированного фундамента находится на глубинах 7–9 км. Пограничная зона между Большим Кавказом и Скифской эпигерцинской плитой характеризуется на всю мощность земной коры нарушением корреляции границ обмена PS-волн и самыми низкими в пределах разреза волновыми скоростями, а также пониженной плотностью и повышенной электропроводностью.

В заключение можно ещё раз подчеркнуть, что по результатам метода обменных волн далёких землетрясений структура Большого Кавказа, как части Альпийского коллизионного пояса, могла возникнуть за счёт наползания Скифской эпигерцинской плиты Скифско-Туранской платформы в районе Адыгейского профиля на консолидированную кору южного блока, вероятно, субокеанического типа.

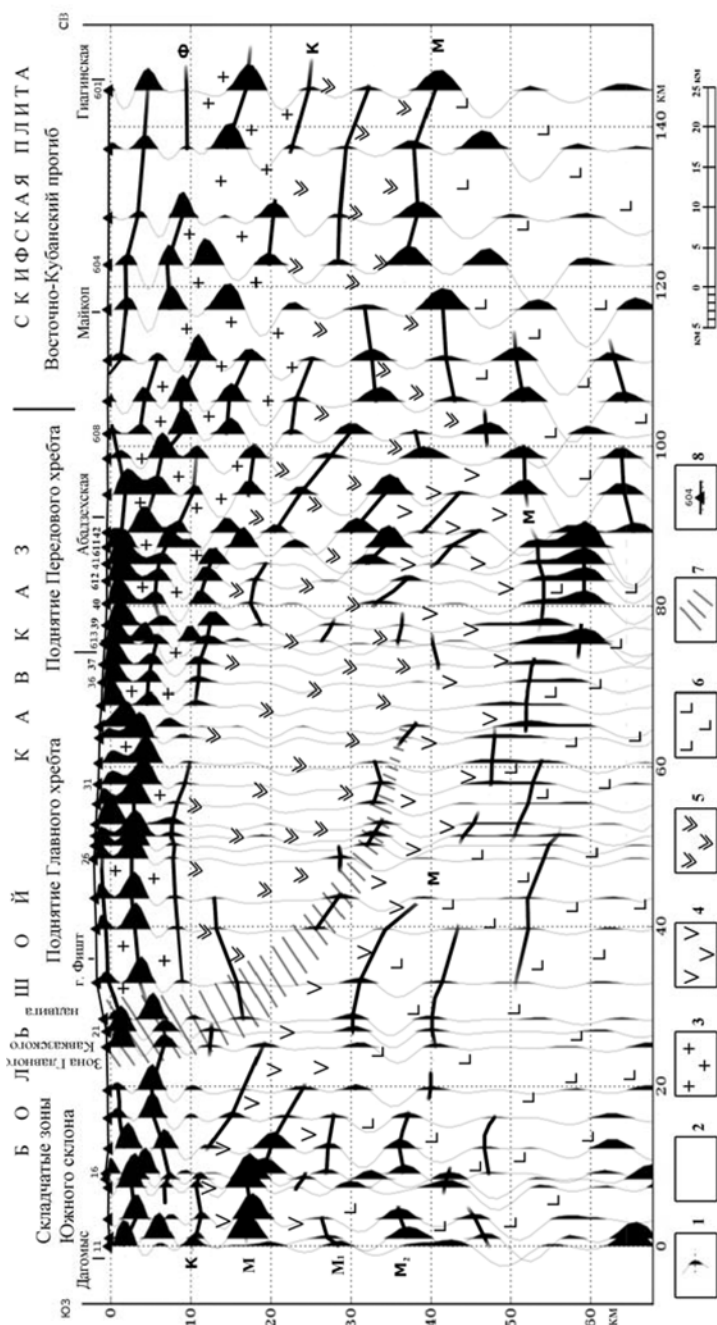


Рисунок Глубинный разрез земной коры вдоль Адыгейского профиля: 1 - функция приямника; 2 - мезокайнозойский осадочный чехол; 3 - гранито-метаморфический слой; 4 - базальтовый слой южного блока; 5 - базальтовый слой Скифской плиты; 6 - верхняя мантия; 7 - зона Главного Кавказского надвига; 8 - Линия профиля с пунктом приёма и его номером.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки // Вестник МГУ. Геология. 1974. № 2.
2. Шемпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. // Геотектоника. 1978. № 6. С. 75–86.
3. Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. 1982. № 4. С. 97–108.
4. Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. № 4. С. 3–13.
5. Шемпелев А.Г., Фельдман И.С., Окулесский Б.А., Кухмазов С.У. Результаты МОВЗ и МТЗ по Туапсинскому профилю // Геофизика. 2002. № 2. С. 55–59.
6. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М., Недра, 1977. 256 с.
7. Shempelev A.G., Kumkova I.I. Outstripping movements of upper stratum of Geological section on North Caucasus // Annales Geophysicae. European Geophysical Society, Katlenburg, FRG. 1994. P. 184.

The Adygea seismic profile has been developed in the west part of the Central Caucasus by the method of converted PS-waves from teleseismic earthquakes. It is assumed that the structure of the Greater Caucasus belongs to the Alpine collision belt and was created as the thrusting of the Skythian epihercynian plate onto the consolidated crust of the south block.

## **Шипилов Э.В.**

(Полярный геофизический институт Кольского НЦ РАН, г. Мурманск, e-mail: shipilov@pgi.ru)

### **О крупномасштабных сдвиговых зонах как основных компонентах геодинамических трансформаций литосферы в эволюции Арктического океана**

**Shipilov E.V.**

(Polar Geophysical Institute of Kola SC RAS, Murmansk)

### **On the large-scale strike slip zones as the basic components of the geodynamic transformations of lithosphere in the evolution of the Arctic Ocean**

В истории становления геологических структур океана в Арктике выделяется несколько обособленных этапов. В доминирующей степени они обусловлены формированием трех бассейнов региона – Канадского (ранний мел), Макарова-Подводников (поздний мел) и Евразийского (кайнозой), прошедших различные по длительности и геодинамическим преобразованиям стадии деструкции континентальной литосферы. Два из этих бассейнов – Канадский и Евразийский через рифтинг достигли спрединговой стадии с аккрецией океанической коры, третий же, – Макарова-Подводников, остановился на промежуточной (между рифтингом и спредингом) стадии развития.

Каждый из этапов формирования бассейнов начинался по сходному сценарию: от континентальных окраин происходил откол блоков (микроплит, микроконтинентов). В юрско-меловое время от Северной Америки была отделена композиция блоков, составлявшая Новосибирско-Чукотско-Североаляскинскую микроплиту, в позднемеловое и кайнозойское время от Евразии были отделены, соответственно, блоки будущих хребтов Альфа-Менделеева и Ломоносова. В процессе их отторжения закладывались отмеченные выше бассейны. Однако, следует заметить, что в этих последовательных этапах деструкции Лавразии есть и свои различия: от этапа к этапу площадь континентальных отторженцев существенно сокращалась. В определенной мере, такой регресс относится и к масштабам сформированных бассейнов. Каждый из трех отмеченных этапов развития бассейнов сопровождался проявлением базальтоидного магматизма. Масштаб магматизма этих этапов различен, но, тем не менее, его генерации, как индикаторы, отражают начало процессов деструкции континентальной литосферы Арктики и их длительность, вплоть до завершения аккреции океанической коры спрединговыми центрами в случаях их отмирания.

В результате эволюционных преобразований между бассейнами с океанической литосферой (Канадским и Евразийским) возникла система континентальных поднятий, состоящая из хребтов Ломоносова и Альфа-

Менделеева, разделенных недоразвитым бассейном Макарова-Подводников. Эта Центрально-Арктическая система хребтов с разделяющим их бассейном, по существу, являющаяся трансформированным отторженцем Баренцево-Карско-Лаптевской континентальной окраины, представляет собой в настоящее время своеобразный тектонический мост, соединяющий Евразийский и Северо-Американский континенты и представленный фрагментами палеоконтинента Арктида [1].

Наиболее древним из триады отмеченных бассейнов Северного Ледовитого океана является – Канадский. Его образование связывается нами с юрско-меловым плюмовым (суперплюмовым?) событием [2]. Становление этого бассейна происходило в условиях проявления крупномасштабных горизонтальных сдвиговых перемещений композиции микроплит по нескольким трансформам. Документированность этих сдвиговых зон фактическими геолого-геофизическими данными различна. Исходя и разрабатываемой нами модели геодинамической эволюции Арктического региона [1, 3], мы предполагаем наравне с развитием в пределах Восточно-Арктической окраины Евразии не только ряда генераций субширотно ориентированных осадочных бассейнов, но и коллизионно-конвергентных поясов сдвига, простирающихся субсогласно с первыми. При этом не исключается и присутствие поперечных к этим структурам крупных разломных зон и связанных с ними деформаций обусловленных разнонаправленными векторами напряжений в литосфере проявившимися на этапах дифференцированных перемещений блоков и микроплит входящих ныне в состав Чукотско-Североаляскинской континентальной окраины.

В данной работе обосновывается выделение одной из таких поперечных субмеридиональных сдвиговых зон пресекающих рассматриваемую Чукотскую континентальную окраину и прослеживаемую от восточного эскарпа поднятия Нортвинд практически до Берингова пролива. По нашим представлениям эта зона, названная нами Чукотско-Канадской, играла основополагающую роль при раскрытии Канадского спредингового бассейна. Вместе с тем, вопреки сложившимся представлениям о целостности Чукотско-Североаляскинской микроплиты, она являлась и границей с комбинированной кинематикой (а по существу - трансформой) между Новосибирско-Чукотской и Североаляскинской микроплитами и позднее была тектонически завуалирована сериями надвигов (в частности, Геральдским) и наложенными форландовыми бассейнами. Горизонтальная амплитуда перемещения Североаляскинской микроплиты относительно Новосибирско-Чукотской к югу по этой трансформе оценивается нами в 450-500 км. Исходя из разрабатываемой модели [1, 3] спрединг в Канадском бассейне компенсировался поглощением литосферы в зонах субдукции на севере палео-Пацифика (рис.).

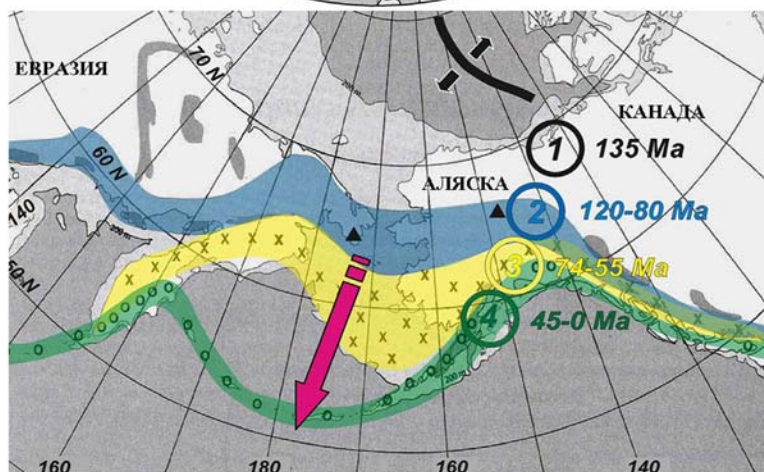
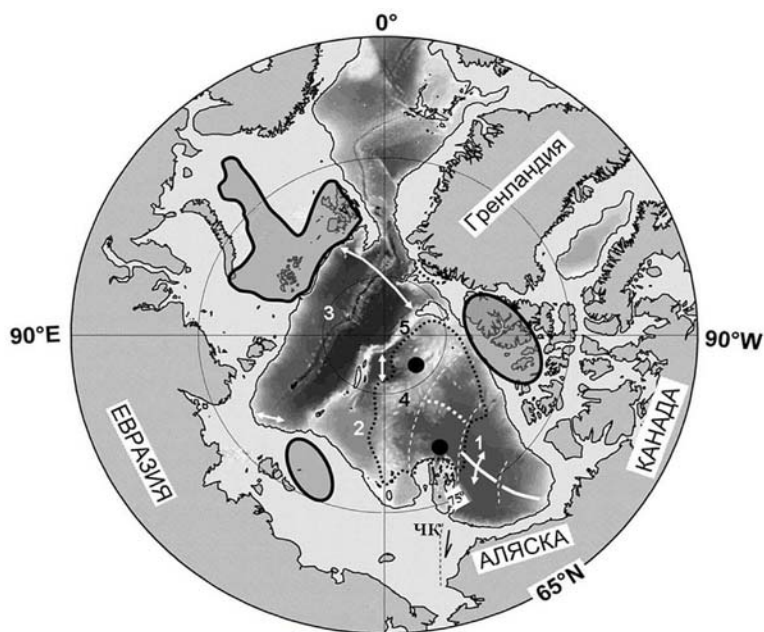


Рисунок. Вверху - положение Чукотско-Канадской трансформы (ЧК) в системе геоструктур Арктики. Оконтурированы черными линиями ареалы юрско-мелового магматизма континентальных окраин, точечным пунктиром – магматизм хр. Альфа-Менделеева, севера Канадского бассейна и Сев. Гренландии. Бассейны: 1 – Канадский и его спрединговый центр, 2 – Подводников-Макарова, 3 – Евразийский; хребты; 4 – Альфа-Менделеева, 5 – Ломоносова. Внизу – спрединг Канадского бассейна и положение разновозрастных зон субдукции [4, 5].

Главенствующим событием на кайнозойском этапе эволюции океана в Арктике является становление Норвежско-Гренландского и Евразийского спрединговых бассейнов, раскрывавшихся относительно разделяющей их Шпицбергенско-Северогренландской трансформы. В этой связи, они представляли собой гигантскую взаимосвязанную геодинамическую систему: две раскрывающиеся впадины и связывающая их зона разломов с большой сдвиговой компонентой.

Раскрытие и дальнейшее расширение Евразийского бассейна происходило одновременно с перемещением Центрально-Арктического литосферного фрагмента в сторону Тихоокеанской зоны субдукции по двум протяженным и не параллельным зонам трансформных разломов – Шпицбергенско-Северогренландской и Хатангско-Ломоносовской [3]. Если по ним оценивать кинематику перемещения хребта Ломоносова, то можно увидеть существенные различия в величине и характере перемещений по этим трансформам. Опережающими темпами двигался фланг хребта, обращенный к Шпицбергенско-Северогренландской трансформе. Анализ палеотектонических реконструкций свидетельствует, что эта зона разломов была заложена как минимум в юрско-меловое время на этапе отрыва Чукотско-Аляскинской микроплиты от Северо-Американской окраины. На этапе расхождения Гренландии и Баренцевоморского сегмента Евразийской плиты (поздний олигоцен-миоцен) Шпицбергенско-Северогренландская трансформа была разорвана в связи с образованием рифта Моллой. Ее продолжение далее в Северном Ледовитом океане (Северогренландско-Канадская окраинно-континентальная трансформа) некоторыми исследователями увязывается со сдвигом Калтаг, прослеживаемым с Аляски. Судя по концентрации вблизи и вдоль этой зоны разломов эпицентров землетрясений, она активна и по сей день и по существу определяет новейшую блоковую делимость литосферы в Арктическом регионе. Анализ истории развития региона и роли этой зоны разломов в формировании океанических и континентальных геоструктур позволяет отнести ее к одной из фундаментальных тектонических границ в Арктике трансформного типа, заложенной по простиранию ветви каледонид-элсмирид.

Другая, Хатангско-Ломоносовская, окраинно-континентальная трансформа довольно отчетливо отражается, как наиболее заметный линеамент, в рельефе дна Лаптевоморской континентальной окраины и в структуре геофизических полей. Кроме того, к ней приурочены и эпицентры некоторых землетрясений. Отрезок Хатангско-Ломоносовской трансформы, лежащий к востоку от района ее сочленения с хребтом Гаккеля на этапе раскрытия Евразийского бассейна, играл активную роль в кайнозойской тектонике: по нему происходило правостороннее перемещение отколовшегося сублинейного блока хребта Ломоносова в процессе открытия Евразийского бассейна. Такая картина подтверждается геофизическими данными, что дает основание для вывода о существовании здесь литосферной трансформной зоны разломов.

Таким образом, материалы геолого-геофизических исследований и палеотектонические реконструкции дают основание говорить об основополагающей роли рассмотренных сдвиговых зон – трансформ в формировании океанических бассейнов Арктики и ее современного тектонического облика. Причина рассмотренных трансформаций, как представляется, лежит в глубинной геодинамике, обусловленной процессами перемещения подлитосферных мантийных масс конвективными ячейками в сторону разновозрастных тихоокеанских зон субдукции. Это вызывало соответствующий тянущий момент и ползучесть самой литосферы с сопровождающими ее эффектами растяжения в одних местах и сжатия в других.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхне-мантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. 2013. № 6.
2. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г. Баренцевско-Амеразийский супер-плюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369–372.
3. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Тектоно-геодинамические трансформации литосферы Амеразийского бассейна в кайнозое // ДАН. 2012. Т. 445. № 6. С. 663–669.
4. Akinin V.V., Miller E.L., Wooden J. Petrology and geochronology of crustal xenoliths from the Bering Strait Region: linking deep and shallow crustal processes in extending continental crust // Geological Society of America, Boulder, CO. Special Paper. 2009. V. 456. P. 39–68.
5. Pease V. Eurasian orogens and Arctic tectonics: an overview// Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 35. P. 311–324.

The role of large-scale strike slip zones - transform in the geodynamic evolution of Arctic Ocean is considered. Their place and value with formation of ocean basins, their dividing ridges and continental margins are described.

## Алфавитный указатель

|                   |              |                  |              |
|-------------------|--------------|------------------|--------------|
| Акманова Д.Р.     | 106          | Дубинин Е.П.     | 41, 134,     |
| Амантов А.В.      | 101, 231     |                  | 148, 328     |
| Асавин А.М.       | 265          | Евсюков Ю.Д.     | 86, 91, 224  |
| Бабаянц П.С.      | 39           | Ермолов А.А.     | 96           |
| Базылев Б.А.      | 214          | Ерошенко Д.В.    | 281, 331     |
| Баранов Б.В.      | 4, 39, 229   | Жамойда В.А.     | 101, 231     |
| Баренбаум А.А.    | 6, 11, 16    | Железнов А.М.    | 286          |
| Баркин Ю.В.       | 21           | Жулёва Е.В.      | 106          |
| Белоус О.В.       | 26, 153      | Зарайская Ю.А.   | 111          |
| Беляцкий Б.В.     | 300, 328     | Зубко Ю.Н.       | 143          |
| Блох Ю.И.         | 29           | Иваненко А.Н.    | 60, 76, 116, |
| Бондаренко В.И.   | 29           |                  | 148          |
| Борисов Д.Г.      | 34           | Иванов В.Е.      | 161          |
| Босин А.А.        | 179          | Иванов Д.А.      | 202          |
| Брусиловский Ю.В. | 39, 60       | Иванова Е.В.     | 34           |
| Булычев А.А.      | 41, 148      | Ильин А.В.       | 120          |
| Бэй Х.            | 286          | Казанский Б.А.   | 153          |
| Валитов М.Г.      | 46, 219      | Канапацкий Т.А.  | 101          |
| Веселов О.В.      | 239          | Канн Д.Р.        | 286          |
| Гаврилов А.А.     | 51           | Капустина М.В.   | 81           |
| Геворкян Ю.А.     | 347          | Карнаух В.Н.     | 124, 291     |
| Герасимов Д.В.    | 231          | Козлов Д.Н.      | 129          |
| Гилод Л.А.        | 41           | Колпашикова Т.Н. | 46, 219      |
| Гильманова Г.З.   | 295          | Кононов М.В.     | 342          |
| Глазырин Е.А.     | 56, 270, 276 | Кохан А.В.       | 134          |
| Глазырина Н.В.    | 270          | Кочергин Е.В.    | 239          |
| Горбаренко С.А.   | 179          | Кропачев Ю.П.    | 101          |
| Городницкий А.М.  | 60, 64       | Кузин И.П.       | 139          |
| Греку Р.Х.        | 66           | Кузьмин Д.В.     | 300          |
| Греку Т.Р.        | 66           | Куклев С.Б.      | 91           |
| Григорьев А.Г.    | 101, 231     | Кулинич Р.Г.     | 46, 219      |
| Грохольский А.Л.  | 134          | Кулькова М.А.    | 231          |
| Гусенцова Т.М.    | 231          | Кухмазов С.У.    | 347          |
| Гусяков В.К.      | 71           | Левченко Д.Г.    | 139, 143     |
| Деркачев А.Н.     | 179          | Левченко О.В.    | 34, 148      |
| Дзяк Р.П.         | 286          | Леликов Е.П.     | 124          |
| Дик Г.Д.Б.        | 286          | Лепешко В.В.     | 153, 295     |
| Дозорова К.А.     | 4, 229       | Лобковский Л.И.  | 158          |
| Долгаль А.С.      | 29, 76       | Ломакин И.Э.     | 161          |
| Дорохов Д.В.      | 81           | Ломтев В.Л.      | 165, 170     |
| Дорохова Е.В.     | 81           | Лукьянов С.В.    | 60           |

|                     |              |                 |           |
|---------------------|--------------|-----------------|-----------|
| Макс Л.             | 179          | Сеначин В.Н.    | 239       |
| Макушкина А.И.      | 174          | Сенин Б.В.      | 242       |
| Малахов М.И.        | 179          | Сергеев А.Ю.    | 101, 231, |
| Малахова Г.Ю.       | 179          |                 | 247       |
| Маринова Ю.Г.       | 148, 184     | Сколотнев С.Г.  | 323       |
| Мельниченко Ю.И.    | 153, 295     | Смит Д.К.       | 286       |
| Метальников А.А.    | 106          | Соболева В.П.   | 252       |
| Мигдисова Н.А.      | 300          | Соловьев В.Д.   | 66        |
| Миронов Ю.В.        | 305          | Сорокин П.Е.    | 231       |
| Миронюк С.Г.        | 188          | Спиридонов М.А. | 101       |
| Митяев М.В.         | 193, 310     | Суховерхов Е.Н. | 229, 256  |
| Мурдмаа И.О.        | 34           | Суцеская Н.М.   | 148, 300, |
| Мысливец В.И.       | 199          |                 | 328       |
| Неевин И.А.         | 101          | Съедин В.Т.     | 295       |
| Никитин Д.С.        | 202          | Тидеманн Р.     | 179       |
| Никонов А.А.        | 204          | Трусов А.А.     | 29        |
| Новикова П.Н.       | 29, 76       | Турко Н.Н.      | 260       |
| Нюрнберг Д.         | 179          | Фроль В.В.      | 204       |
| Палмиотто К.        | 286          | Харин Г.С.      | 281, 331  |
| Парнелл-Тёрнер Р.Э. | 286          | Хортов А.В.     | 158, 242  |
| Патрикеев В.Н.      | 170          | Цельмович В.А.  | 214       |
| Пилипенко О.В.      | 209          | Цой И.Б.        | 124       |
| Пименов Н.В.        | 101          | Цуканов Н.В.    | 335       |
| Пономарева В.В.     | 179          | Червинчук С.Ю.  | 143       |
| Попов К.В.          | 60, 214      | Чернышева Е.А.  | 340       |
| Поротов А.А.        | 199          | Чесалова Е.И.   | 106, 265  |
| Прокудин В.Г.       | 229          | Чехович В.Д.    | 342       |
| Прошкина З.Н.       | 46, 219      | Чурин Д.А.      | 81        |
| Разницын Ю.Н.       | 314          | Шварев С.В.     | 204       |
| Рашидов В.А.        | 29, 76, 106, | Шейков А.А.     | 270       |
|                     | 129, 209     | Шемпелев А.Г.   | 347       |
| Риетдорф Я.-Р.      | 179          | Шеремет О.Г.    | 342       |
| Руднев В.И.         | 86, 91, 224  | Шипилов Э.В.    | 352       |
| Рукавишникова Д.Д.  | 4, 229       | Шишкина Н.А.    | 60, 64    |
| Рыбас О.В.          | 295          | Шишляев В.В.    | 116       |
| Рябчук Д.В.         | 101, 231     | Шлезингер А.Е.  | 242       |
| Сборщиков И.М.      | 148, 319     | Шутен Г.        | 286       |
| Семакин В.П.        | 239          | Щербаков В.П.   | 214       |
| Семендуев М.М.      | 236          | Юров Ю.Г.       | 242       |

## ОГЛАВЛЕНИЕ

### Геофизика и геоморфология дна морей и океанов

|                                                                                                                                                                                                                                                                  |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Баранов Б.В., Дозорова К.А., Рукавишников Д.Д.</i> Геориски восточного склона острова Сахалин                                                                                                                                                                 | 4  |
| <i>Баренбаум А.А.</i> Об одном важном тектономагматическом следствии падений галактических комет в Атлантический океан (Сообщение 1)                                                                                                                             | 6  |
| <i>Баренбаум А.А.</i> Космическая гипотеза образования перерывов в океаническом осадконакоплении (Сообщение 2)                                                                                                                                                   | 11 |
| <i>Баренбаум А.А.</i> «Молодой вулканизм» как свидетельство новейших поднятий земной коры в Мировом океане (Сообщение 3)                                                                                                                                         | 16 |
| <i>Баркин Ю.В.</i> Синхронные скачки в процессах и явлениях на Земле, Луне и Солнце в 1997–1998 гг. и их единый механизм                                                                                                                                         | 21 |
| <i>Белоус О.В.</i> Волновые поверхности выравнивания в Беринговом море                                                                                                                                                                                           | 26 |
| <i>Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А.</i> Изучение геологического строения подводных вулканов и вулканических массивов Курильской островной дуги с помощью оригинальной современной интерпретационной технологии | 29 |
| <i>Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Левченко О.В.</i> Смешанные гравитит-контуритовые системы на континентальном подножии Бразилии (Южная Атлантика)                                                                                                    | 34 |
| <i>Брусиловский Ю.В., Баранов Б.В., Бабаянц П.С.</i> Анализ магнитного поля фронтальной области центральной части Курильской островной дуги                                                                                                                      | 39 |
| <i>Булычев А.А., Гилад Л.А., Дубинин Е.П.</i> Структурное районирование литосферы восточной части Индийского океана на основе анализа потенциальных полей                                                                                                        | 41 |
| <i>Валитов М.Г., Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г., Колпащикова Т.Н.</i> Плотностные модели земной коры района Центральных Курил                                                                                                                                       | 46 |
| <i>Гаврилов А.А.</i> Геоморфологическая индикация плюмов и других очаговых систем на дне Тихого океана                                                                                                                                                           | 51 |
| <i>Глазырин Е.А.</i> Модель строения подводного грязевого вулкана банки Темрюкской (Азовское море) по геофизическим данным                                                                                                                                       | 56 |

|                                                                                                                                                          |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Городницкий А.М., Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Шишкина Н.А., Попов К.В., Лукьянов С.В.</i>                                                       | 60  |
| Проблемы и перспективы геомагнитного изучения арктических и дальневосточных морей России                                                                 |     |
| <i>Городницкий А.М., Шишкина Н.А.</i>                                                                                                                    | 64  |
| Магнитное поле океана вчера и сегодня                                                                                                                    |     |
| <i>Греку Р.Х., Соловьев В.Д., Греку Т.Р.</i>                                                                                                             | 66  |
| Геодинамика смещения и структура разломов Экваториальной Атлантики по данным гравитационной томографии                                                   |     |
| <i>Гусяков В.К.</i>                                                                                                                                      | 71  |
| Проблема мега-событий в оценке цунамиопасности побережья                                                                                                 |     |
| <i>Долгаль А.С., Иваненко А.Н., Новикова П.Н., Рашидов В.А.</i>                                                                                          | 76  |
| Новые данные о строении гайота Сет (горы Маркус-Неккер, Тихий океан)                                                                                     |     |
| <i>Дорохов Д.В., Дорохова Е.В., Чурин Д.А., Капустина М.В.</i>                                                                                           | 81  |
| Литодинамические и геоморфологические особенности затопленных древних береговых уступов в Юго-Восточной Балтике (российский сектор)                      |     |
| <i>Евсюков Ю.Д., Руднев В.И.</i>                                                                                                                         | 86  |
| Геоморфология материковой окраины вблизи поселка Джубга (северо-восток Черного моря)                                                                     |     |
| <i>Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Куклев С.Б.</i>                                                                                                            | 91  |
| Рельеф долины реки Ашамба и Голубой бухты после наводнения 6–7 июля 2012 г. (северо-восток Черного моря)                                                 |     |
| <i>Ермолов А.А.</i>                                                                                                                                      | 96  |
| Морфолитодинамика дна Байдарацкой губы Карского моря на участке строительства перехода магистральных газопроводов                                        |     |
| <i>Жамойда В.А., Григорьев А.Г., Рябчук Д.В., Спиридонов М.А., Амантов А.В., Кропачев Ю.П., Неевин И.А., Сергеев А.Ю., Пименов Н.В., Канапацкий Т.А.</i> | 101 |
| Условия формирования поцмарков по данным комплексных геолого-геофизических исследований в восточной части Финского залива                                |     |
| <i>Жулёва Е.В., Рашидов В.А., Чесалова Е.И., Акманова Д.Р., Метальников А.А.</i>                                                                         | 106 |
| Современные технологии в геолого-геоморфологическом изучении Магеллановых гор Тихого океана                                                              |     |
| <i>Зарайская Ю.А.</i>                                                                                                                                    | 111 |
| Сейсмическая активность сильных вулканических извержений ультра-медленных спрединговых хребтов Гаккеля, Юго-Западного Индийского и Рейкьянес             |     |
| <i>Иваненко А.Н., Шишляев В.В.</i>                                                                                                                       | 116 |
| Автоматическое картирование источников потенциальных полей                                                                                               |     |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Ильин А.В.</i> Вулканическая морфоструктура рифтовой зоны Южной Атлантики                                                                                                                                                                                                                                                        | 120 |
| <i>Карнаух В.Н., Цой И.Б., Леликов Е.П.</i> Географическое положение и структура подводной горы Петра Великого (Японское море)                                                                                                                                                                                                      | 124 |
| <i>Козлов Д.Н., Рашидов В.А.</i> Современные исследования морфологии бухты Броутона (о. Симушир, Курильские острова)                                                                                                                                                                                                                | 129 |
| <i>Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> Строение и тектонические типы ультрамедленных спрединговых хребтов                                                                                                                                                                                                                | 134 |
| <i>Кузин И.П., Левченко Д.Г.</i> О причинах сверхдальнего распространения сотрясений при сильных мантийных землетрясениях                                                                                                                                                                                                           | 139 |
| <i>Левченко Д.Г., Зубко Ю.Н., Червинчук С.Ю.</i> Возбуждение и распространение микросейсм в океанической среде                                                                                                                                                                                                                      | 143 |
| <i>Левченко О.В., Иваненко А.Н., Маринова Ю.Г., Сборщиков И.М., Сущевская Н.М., Дубинин Е.П., Булычев А.А.</i> Геолого-геофизические исследования Восточно-Индийского хребта и прилегающих океанских котловин                                                                                                                       | 148 |
| <i>Лепешко В.В., Белоус О.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И.</i> Парагенетическая интерпретация альтиметрических данных для северо-западной окраины Тихого океана.                                                                                                                                                                | 153 |
| <i>Лобковский Л.И., Хортон А.В.</i> Новые данные по строению и углеводородному потенциалу российской части Азовского, Каспийского и Черного морей                                                                                                                                                                                   | 158 |
| <i>Ломакин И.Э., Иванов В.Е.</i> Особенности геологического строения Юго-Восточной Атлантики                                                                                                                                                                                                                                        | 161 |
| <i>Ломтев В.Л.</i> Первые охотские лакколиты на профилях НСП                                                                                                                                                                                                                                                                        | 165 |
| <i>Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.</i> К строению подводных конических гор и холмов у подножия охотской окраины Курильской дуги на профилях НСП                                                                                                                                                                                         | 170 |
| <i>Макушкина А.И.</i> Гетерогенное строение коры плато Кергелен                                                                                                                                                                                                                                                                     | 174 |
| <i>Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Деркачев А.Н., Босин А.А., Пономарева В.В., Нюрнберг Д., Риетдорф Я.-Р., Тидеманн Р., Макс Л.</i> Возраст слоев и линз тефры в осадках колонки SO201-2-40KL по палеомагнитным, петромагнитным и литофизическим данным (подводная гора Мейджи, северо-западная часть Тихого океана) | 179 |

|                                                                                                                                                                                                                                               |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Маринова Ю.Г.</i> Сравнительный сейсмостратиграфический анализ северного, центрального и южного сегментов Восточно-Индийского хребта                                                                                                       | 184 |
| <i>Миронюк С.Г.</i> Геоморфология морского дна на участках газовыделений из субмаринных осадочных толщ                                                                                                                                        | 188 |
| <i>Митяев М.В.</i> Древние береговые линии островов архипелага ЗФИ                                                                                                                                                                            | 193 |
| <i>Мысливец В.И., Поротов А.А.</i> Изменения уровня моря и развитие рельефа побережья Керченского пролива в позднем голоцене                                                                                                                  | 199 |
| <i>Никитин Д.С., Иванов Д.А.</i> Объёмное моделирование осадочного чехла восточного борта Баренцевоморского шельфа                                                                                                                            | 202 |
| <i>Никонов А.А., Фроль В.В., Шварев С.В.</i> Землетрясения в Беломорском бассейне в соотношении с новейшей тектоникой и особенностями рельефа                                                                                                 | 204 |
| <i>Пилипенко О.В., Рашидов В.А.</i> Петромагнитные исследования горных пород подводных вулканов Идзу-Бонинской и Курильской островных дуг                                                                                                     | 209 |
| <i>Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П., Цельмович В.А.</i> Особенности магнетизма дунитов хребта Пекульней (Чукотка)                                                                                                                      | 214 |
| <i>Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Кулинич Р.Г., Колпащикова Т.Н.</i> Мониторинг приливных вариаций и нерегулярных временных изменений гравитационного поля в пограничной зоне континент–Японское море                                           | 219 |
| <i>Руднев В.И., Евсюков Ю.Д.</i> Оползневые тела на материковом склоне Черного моря                                                                                                                                                           | 224 |
| <i>Рукавишников Д.Д., Прокудин В.Г., Суховеев Е.Н., Дозорова К.А., Баранов Б.В.</i> Современные условия осадконакопления в центральной части Татарского трога (Японское море) по данным высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования | 229 |
| <i>Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Жамойда В.А., Амантов А.В., Гусенцова Т.М., Кулькова М.А., Сорокин П.Е., Герасимов Д.В.</i> Развитие береговых систем восточной части Финского залива в позднем голоцене                                        | 231 |
| <i>Семендугев М.М.</i> Малый океанический бассейн Прототетиса на южной окраине Восточно-Европейской платформы (на основе магнитометрических данных)                                                                                           | 236 |

|                                                                                                                                 |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин Е.В.</i>                                                                  | 239 |
| Расчёт параметров цифровой модели земной коры<br>Охотоморского региона                                                          |     |
| <i>Сенин Б.В., Хортов А.В., Шлезингер А.Е., Юров Ю.Г.</i>                                                                       | 242 |
| Глубинное строение и особенности образования Черноморской<br>топодепрессии по результатам работ МОГТ-МПВ                        |     |
| <i>Сергеев А.Ю.</i>                                                                                                             | 247 |
| Особенности геологического строения релик-<br>товых лагунных отложений на морском подводном берего-<br>вом склоне Куршской косы |     |
| <i>Соболева В.П.</i>                                                                                                            | 252 |
| Морфоструктурный анализ рифтовой долины<br>и флангов САХ в пределах нетрансформных разломов<br>20°30'–19°20' с.ш.               |     |
| <i>Суховеев Е.Н.</i>                                                                                                            | 256 |
| Осадочные волны северо-восточного склона о.<br>Сахалин                                                                          |     |
| <i>Турко Н.Н.</i>                                                                                                               | 260 |
| Международные программы батиметрического<br>картирования океана                                                                 |     |
| <i>Чесалова Е.И., Асавин А.М.</i>                                                                                               | 265 |
| Подводные вулканы возвышен-<br>ности Шатского (Тихий океан). Массив Таму, самый круп-<br>ный вулкан Солнечной системы?          |     |
| <i>Шейков А.А., Глазырина Н.В., Глазырин Е.А.</i>                                                                               | 270 |
| К выделению<br>грязевого вулкана Хахалева (Азовское море)                                                                       |     |

### **Симпозиум им. Л.П. Зоненшайна**

#### **«Тектоника литосферных плит»**

|                                                                                                                                    |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Глазырин Е.А.</i>                                                                                                               | 276 |
| Современные проявления эндогеодинамиче-<br>ской деформации морского дна притаманского шельфа Азо-<br>во-Черноморского бассейна     |     |
| <i>Ерошенко Д.В., Харин Г.С.</i>                                                                                                   | 281 |
| Вулканокластика в осадочной<br>толще Китового хребта                                                                               |     |
| <i>Железнов А.М., Смит Д.К., Палмиотто К., Парнелл-Тёрнер<br/>Р.Э., Шутен Г., Канн Д.Р., Дзяк Р.П., Дик Г.Д.Б., Бэй Х.</i>         | 286 |
| Тектоногенные структуры в рельефе Срединно-Атлантического<br>хребта                                                                |     |
| <i>Карнаух В.Н.</i>                                                                                                                | 291 |
| Левосторонняя сдвиговая зона северной части<br>возвышенности Ямато и ее значение в раскрытии Японской<br>котловины (Японское море) |     |
| <i>Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Гильманова Г.З., Рыбас<br/>О.В., Лепешко В.В.</i>                                                | 295 |
| Новейшая тектоника и особенности гео-<br>динамики впадины Филиппинского моря и его обрамления                                      |     |

|                                                                                                                                                                         |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Мигдисова Н.А., Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В., Кузьмин Д.В.</i>                                                                                                      | 300 |
| Магматизм современного вулкана Гауссберг (восточная Антарктида) и его связь с плюмом Кергелен                                                                           |     |
| <i>Миронов Ю.В.</i> Магмогенерирующие Sr-Nd-Pb изотопные резервуары внутриплитных структур северо-западной части Тихого океана                                          | 305 |
| <i>Митяев М.В.</i> Морфоструктурное строение архипелага ЗФИ                                                                                                             | 310 |
| <i>Разницын Ю.Н.</i> Мантийный диапиризм как причина формирования глубоководных впадин и окружающих центрбежно-вергентных аккреционных призм Карибского региона         | 314 |
| <i>Сборщиков И.М.</i> История океана Тетис и некоторые глобальные построения                                                                                            | 319 |
| <i>Сколотнев С.Г.</i> Субплиты океанического дна Атлантики и процессы структурообразования на их границах                                                               | 323 |
| <i>Суцевская Н.М., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В.</i> Магматизм и тектоника Восточно-Индийского хребта                                                                     | 328 |
| <i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Типы гляциотектонических дислокаций и их воздействие на геологические формации Калининградского побережья и прибрежной зоны ЮВ Балтики | 331 |
| <i>Цуканов Н.В.</i> Аккреционные комплексы Камчатки: строение, состав и проблемы геодинамики                                                                            | 335 |
| <i>Чернышева Е.А.</i> Есть ли континентальная кора под Гавайями?                                                                                                        | 340 |
| <i>Чехович В.Д., Шерemet О.Г., Кононов М.В.</i> Реликт эшелонированной сдвиговой границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит в Беринговом море            | 342 |
| <i>Шемпелев А.Г., Кухмазов С.У., Геворкян Ю.А.</i> Структура Большого Кавказа в поле обменных волн далеких землетрясений                                                | 347 |
| <i>Шитилов Э.В.</i> О крупномасштабных сдвиговых зонах как основных компонентах геодинамических трансформаций литосферы в эволюции Арктического океана                  | 352 |
| <b>Алфавитный указатель</b>                                                                                                                                             | 357 |

## CONTENTS

### Sea floor geophysics and geomorphology

|                                                                                                                                                                                                                                                       |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Baranov B.V., Dozorova K.A., Rukavishnikova D.D.</i> Geologic hazards of the Eastern Sakhalin slope                                                                                                                                                | 4  |
| <i>Barenbaum A.A.</i> About one important tectonic-magmatic consequence fallings of galactic comets into the Atlantic Ocean (Post 1)                                                                                                                  | 6  |
| <i>Barenbaum A.A.</i> Space hypothesis formation breaks in oceanic sedimentation (Post 2)                                                                                                                                                             | 11 |
| <i>Barenbaum A.A.</i> "Young volcanism" as evidence of newest uplifts of the Earth's crust in the World Ocean (Post 3)                                                                                                                                | 16 |
| <i>Barkin Yu.V.</i> Synchronous jumps in the processes and phenomena on the Earth, Moon and Sun in 1997–1998 and their unity mechanism                                                                                                                | 21 |
| <i>Belous O.V.</i> Wave surfaces of leveling at the Bering Sea                                                                                                                                                                                        | 26 |
| <i>Blokh Yu.I., Bondarenko V.I., Dolgal A.S., Novikova P.N., Rashidov V.A., Trusov A.A.</i> Research of geological features of submarine volcanoes and volcanic massifs of the Kuril Island Arc by means of original modern interpretative technology | 29 |
| <i>Borisov D.G., Murdmaa I.O., Ivanova E.V., Levchenko O.V.</i> Mixed gravitite-contourite systems on the Brazil continental rise                                                                                                                     | 34 |
| <i>Brusilovskiy Yu.V., Baranov B.V., Babaaynts P.F.</i> Analysis of the magnetic field of the frontal region of the Central part of the Kurile island arc                                                                                             | 39 |
| <i>Bulychev A.A., Gilod L.A., Dubinin E.P.</i> Structural zoning of the lithosphere of the eastern Indian Ocean based on the analysis of potential fields                                                                                             | 41 |
| <i>Valitov M.G., Proshkina Z.N., Kulinich R.G., Kolpashikova T.N.</i> The Earth's crust's density model of the Central Kuril area                                                                                                                     | 46 |
| <i>Gavrilov A.A.</i> Geomorphologic indication of plums and other focal systems of the Pacific Ocean bottom                                                                                                                                           | 51 |
| <i>Glazyrin E.A.</i> Model of an underwater mud volcano structure at Temrjuk bank (Azov sea) according to geophysical data                                                                                                                            | 56 |
| <i>Gorodnitskiy A.M., Ivanenko A.N., Brusilovskiy Yu.V., Shishkina N.A., Popov K.V., Lukyanov S.V.</i> Problems and perspectives of the geomagnetic study of Arctic and Far East seas of Russia                                                       | 60 |
| <i>Gorodnitskiy A.M., Shishkina N.A.</i> The magnetic field of the ocean yesterday and today                                                                                                                                                          | 64 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                              |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Greku R.Kh., Solovyov V.D., Greku T.R.</i> Geodynamics and structure of the fracture zones of the Equatorial Atlantic with the gravity tomography                                                                                                                                         | 66  |
| <i>Gusiakov V.K.</i> Problem of mega-events in tsunami hazard risk assessment                                                                                                                                                                                                                | 71  |
| <i>Dolgal A.S., Ivanenko A.N., Novikova P.N., Rashidov V.A.</i> New data on structure of Seth guyot (Marcus-Necker Seamounts Chain, West Pacific)                                                                                                                                            | 76  |
| <i>Dorokhov D., Dorokhova E., Churin D., Kapustina M.</i> Submerged holocene wave-cut cliffs lithodynamic and geomorphological features in the South-Eastern Baltic Sea (Russian part)                                                                                                       | 81  |
| <i>Evsyukov Yu.D., Rudnev V.I.</i> Geomorphology of continental margin near to settlement Dzhubga (north-east of Black Sea)                                                                                                                                                                  | 86  |
| <i>Evsyukov Yu.D., Rudnev V.I., Kuklev S.B.</i> Relief of a valley of the river Ashamba and Blue bay after flooding on July, 6–7th, 2012 (north-east of Black Sea)                                                                                                                           | 91  |
| <i>Ermolov A.A.</i> Bottom relief dynamics in the area of the construction of main gas pipelines on the Baidarata Bay, Kara Sea                                                                                                                                                              | 96  |
| <i>Zhamoida V.A., Grigoriev A.G., Ryabchuk D.V., Spiridonov M.A., Amantov A.V., Kropachev Yu.P., Neevin I.A., Sergeev A.Yu., Pimenov N.V., Kanapatskij T.A.</i> Conditions of pockmark formation revealed according the data of geological-geophysical survey in the eastern Gulf of Finland | 101 |
| <i>Zhuleva E.V., Rashidov V.A., Chesalova E.I., Akmanova D.R., Metalnikov A.A.</i> Modern technologies in the geologic-geomorphologic study of Magellan seamounts in the Pacific Ocean                                                                                                       | 106 |
| <i>Zarayskaya Yu.A.</i> Seismic activity of major volcanic eruptions of the ultra-slow spreading Gakkel, the Southwest Indian and Reykjanes Ridges                                                                                                                                           | 111 |
| <i>Ivanenko A.N., Shishlyaev V.V.</i> Automatic mapping of potential field sources                                                                                                                                                                                                           | 116 |
| <i>Ilyin A.V.</i> Volcanic morhostructure of the South Atlantic rift zone                                                                                                                                                                                                                    | 120 |
| <i>Karnaukh V.N., Tsoy I.B., Lelikov E.P.</i> Geographic position and structure of the Peter the Great Seamount (Sea of Japan)                                                                                                                                                               | 124 |
| <i>Kozlov D.N., Rashidov V.A.</i> Modern research of the morphology of Brouton Bay (Simushir Island, the Kurile Islands)                                                                                                                                                                     | 129 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Kokhan A.V., Dubinin E.P., Grokholsky A.L.</i> Structure and tectonic types of ultra-slow spreading ridges                                                                                                                                                                                                                     | 134 |
| <i>Kuzin.I.P., Levchenko D.G.</i> Extremely distant propagation of seismic oscillations at strong mantle earthquakes                                                                                                                                                                                                              | 139 |
| <i>Levchenko D.G., Zubko Yu. N., Chervinchuk S.Yu.</i> Generation and Propagation of the microseisms in the oceanic environment                                                                                                                                                                                                   | 143 |
| <i>Levchenko O.V., Ivanenko A.N., Marinova Yu.G., Sborshchikov I.M., Sushchevskaya N.M., Dubinin E.P., Bulychev A.A.</i> Geological and geophysical study of the Ninetyeast Ridge and adjoining ocean basins                                                                                                                      | 148 |
| <i>Lepeshko V.V., Belous O.V., Kazansky B.A., Melnichenko Y.I.</i> Paragenetic interpretation of altimeter data for the North-Western margin of the Pacific Ocean                                                                                                                                                                 | 153 |
| <i>Lobkovsky L.I., Khortov A.V.</i> New data of geology and oil and gas potential in Russian parts of Azov, Caspian and Black seas                                                                                                                                                                                                | 158 |
| <i>Lomakin I.E., Ivanov V.Ye.</i> The main specifics of a geological structure of ridges and raisings of the Southeast Atlantic                                                                                                                                                                                                   | 161 |
| <i>Lomtev V.L., Patrikeev V.N.</i> To the structure of conic seamounts and seahills near Okhotsk margin rise of Kuril arc on SCP profiles                                                                                                                                                                                         | 165 |
| <i>Lomtev V.L.</i> First Okhotsk laccolithes on SCP profiles                                                                                                                                                                                                                                                                      | 170 |
| <i>Makushkina A.I.</i> Heterogeneous crust structure of Kerguelen Plateau                                                                                                                                                                                                                                                         | 174 |
| <i>Malakhov M.I., Gorbarenko S.A., Malakhova G.Yu., Derkachev A.N., Bosin A.A., Ponomareva V.V., Nürnberg D., Riethdorf J.-R., Tiedemann R., Max L.</i> The age of the layers and lenses tephra in sediments of core SO201-2-40KL on paleomagnetic, rock-magnetic and lithophysic data (Meiji Seamount, far northwestern Pacific) | 179 |
| <i>Marinova Yu.G.</i> Comparative seismostratigraphic analysis northern, central and southern segments of Ninetyeast Ridge                                                                                                                                                                                                        | 184 |
| <i>Mironyuk S.G.</i> Geomorphology of the seabed in areas of gas escape from submarinesedimentation mass                                                                                                                                                                                                                          | 188 |
| <i>Mityaev M.V.</i> Sun coastal lines of islands of archipelago ZFI                                                                                                                                                                                                                                                               | 193 |
| <i>Myslivets V.I., Porotov A.A.</i> The development features of the Kerch strait shore at Late Holocen (on geoarcheological and seismo-acoustical data)                                                                                                                                                                           | 199 |
| <i>Nikitin D.S., Ivanov D.A.</i> Volume modeling of East board of Barentsevomorsky shelf sedimentary cover                                                                                                                                                                                                                        | 202 |

|                                                                                                                                                                                                                                              |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Nikonov A.A., Froll V.V., Shvarev S.V.</i> Earthquakes in the White Sea basin and their correspondence with neotectonic features and geomorphic peculiarities                                                                             | 204 |
| <i>Pilipenko O.V., Rashidov V.A.</i> Petromagnetic investigations of rocks of underwater volcanoes of the Izu-Bonin and Kuril Island Arcs                                                                                                    | 209 |
| <i>Popov K.V., Bazylev B.A., Shcherbakov V.P., Tselmovich V.A.</i> Features of magnetic characteristics of the dunites Pekulney Range (Chukotka, NE Russia)                                                                                  | 214 |
| <i>Proshkina Z.N., Valitov M.G., Kulinich R.G., Kolpashikova T.N.</i> Monitor the tidal variations and irregular temporal changes in the gravity field in the transition zone of the continent – Japan Sea                                   | 219 |
| <i>Rudnev V.I., Evsyukov Yu.D.</i> Landslide formations on a continental slope of Black Sea                                                                                                                                                  | 224 |
| <i>Rukavishnikova D.D., Prokudin V.G., Sukhoveev E.N., Dozorova K.A., Baranov B.V.</i> Modern depositional environments in the central part of the Tatarsky through (Sea of Japan) according to high-frequency seismoacoustic profiling data | 229 |
| <i>Ryabchuk D.V., Sergeev A.Yu., Zhamoida V.A., Amantov A.V., Gusentsova T.M., Kulkova M.A., Sorokin P.E., Gerasimov D.V.</i> Development of the Eastern Gulf of Finland coastal systems during Holocene                                     | 231 |
| <i>Semenduev M.M.</i> Prototethys small ocean basin on the southern edge of the East European platform (based on magnetic data)                                                                                                              | 236 |
| <i>Senachin V.N., Veselov O.V., Semakin V.P., Kochergin E.V.</i> Calculation of parameters of the digital model of the Earth crust of Okhotsk Sea Region                                                                                     | 239 |
| <i>Senin B.V., Khortov A.V., Shlezinger A.E., Yurov Y.G.</i> The deep structure and forming of Black Sea topodepression by seismic survey CDP-DSS                                                                                            | 242 |
| <i>Sergeev A.</i> Features of the geological structure of the relict lagoon deposits on the submarine coastal slope of the Curonian Spit                                                                                                     | 247 |
| <i>Soboleva V.P.</i> Morphostructural analysis of the rift valley and flanks of the Mid-Atlantic Ridge within the bounds of the non-transform offsets 20°30'–19°20'N                                                                         | 252 |
| <i>Sukhoveev E.N.</i> Sediment waves on the northeastern slope of Sakhalin Island                                                                                                                                                            | 256 |

|                                                                                                                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Turko N.N. The international programs of the ocean mapping                                                                                                            | 260 |
| <i>Chesalova H.I., Asavin A.M.</i> Underwater volcanic massive from Shatsky rise (Pacific Ocean). Is it true that the massive Tamu largest volcano from Solar system? | 265 |
| <i>Sheikov A.A., Glazyrina N.V., Glazyrin E.A.</i> To allocation of a mud volcano Hakhaleva (Sea of Azov)                                                             | 270 |

### **L.P. Zonenshain Memorial Symposium “Lithosphere plate tectonics”**

|                                                                                                                                                                                      |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Glazyrin E.A.</i> Modern displays of endogenic geodynamic sea-bottom deformations at the Taman shelf zone of the Azov–Black Sea basin                                             | 276 |
| <i>Eroshenko D.V., Kharin G.S.</i> Volcanoclastic in sedimentary strata of the Walvis Ridge                                                                                          | 281 |
| <i>Zheleznov A.M., Smith D.K., Palmiotto C., Parnell-Turner R.E., Schouten H., Cann J.R., Dziak R.P., Dick H.J.B., Bai H.</i> Tectonically active terrains on the Mid-Atlantic Ridge | 286 |
| <i>Karnaukh V.N.</i> Left-lateral strike-slip fault zone of the northern part of the Yamato Rise and its significance to opening of the Japan Basin (Japan Sea)                      | 291 |
| <i>Melnichenko Yu.I., S’edin V.T., Gilmanova G.Z., Rybas O.V., Lepeshko V.V.</i> Neotectonics and geodynamic peculiarities of the Philippine Sea Region                              | 295 |
| <i>Migdisova N.A., Sushchevskaya N.M., Beliatsky B.V., Kuzmin D.V.</i> Quaternary volcano Gaussberg (east Antarctica): magmatism under the influence of Kerguelen plume              | 300 |
| <i>Mironov Yu.V.</i> Magma generating Sr-Nd-Pb isotope reservoirs in intraplate structures of NW region of the Pacific Ocean                                                         | 305 |
| <i>Mityaev M.V.</i> Morphostructural features of archipelago ZFI                                                                                                                     | 310 |
| <i>Raznitsin Yu.N.</i> Mantle diapirism as a reason of formation of deep-sea basins as well as surrounding centrifugal-vergent accretional prisms of the Caribbean region            | 314 |
| <i>Sborshchikov I.M.</i> The Tethys ocean history and some global reconstructions                                                                                                    | 319 |
| <i>Skolotnev S.G.</i> Subplates of the Atlantic oceanic floor, the processes of structurization on the boundaries of subplates                                                       | 323 |
| <i>Sushchevskaya N.M., Dubinin E.P., Beliatsky B.V.</i> Magmatism and tectonics of the Ninetyeast Ridge                                                                              | 328 |

|                                                                                                                                                                         |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> Types of the glacial dislocations and theirs force on the geological formations of Kaliningrad littoral and SE Baltic shelf          | 331 |
| <i>Tsukanov N.V.</i> Accretionary complexes of Kamchatka: Structure, compositions and geodynamic diversity                                                              | 335 |
| <i>Chernysheva E.A.</i> Is there the continental crust beneath the Hawaii?                                                                                              | 340 |
| <i>Chekhovich V.D., Sheremet O.G., Kononov M.V.</i> Echeloned relict of shear boundary between the Eurasian and North American plates in the Bering Sea                 | 342 |
| <i>Shempelev A.G., Kukhmazov S.U., Gevorkyan Yu.A.</i> The Greater Caucasus crustal structure based on modeling of converted teleseismic PS-waves                       | 347 |
| <i>Shipilov E.V.</i> On the large-scale strike slip zones as the basic components of the geodynamic transformations of lithosphere in the evolution of the Arctic Ocean | 352 |

**Научное издание**

**ГЕОЛОГИЯ  
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**  
**Материалы XX Международной научной конференции  
(Школы) по морской геологии**

**Москва, 18–22 ноября 2013 г.**

**Том V**

Подписано к печати 16.10.2013.  
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м<sup>2</sup>.  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 23,5 пл.  
Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”  
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.  
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.  
E-mail: [geos-books@yandex.ru](mailto:geos-books@yandex.ru),  
[www.geos-books.ru](http://www.geos-books.ru)

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО “Чебоксарская типография № 1”  
428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.



## **Издательство ГЕОС**

**издание и распространение  
научной литературы**

**Издательство ГЕОС сотрудничает  
с Российским фондом фундаментальных исследований и другими  
фондами, издает книги, брошюры любых обрезных форматов  
в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и цветными  
иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты**

### ***Издательство ГЕОС:***

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов) (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 2–4 недели) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассылает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

**Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!**

**Тел.: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.**

**E-mail: [geos-books@yandex.ru](mailto:geos-books@yandex.ru),**

**[www.geos-books.ru](http://www.geos-books.ru)**

