



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ
им. П.П. ШИРШОВА
ФГУНПП «СЕВМОРГЕО»
ФГУП ВНИИОкеангеология



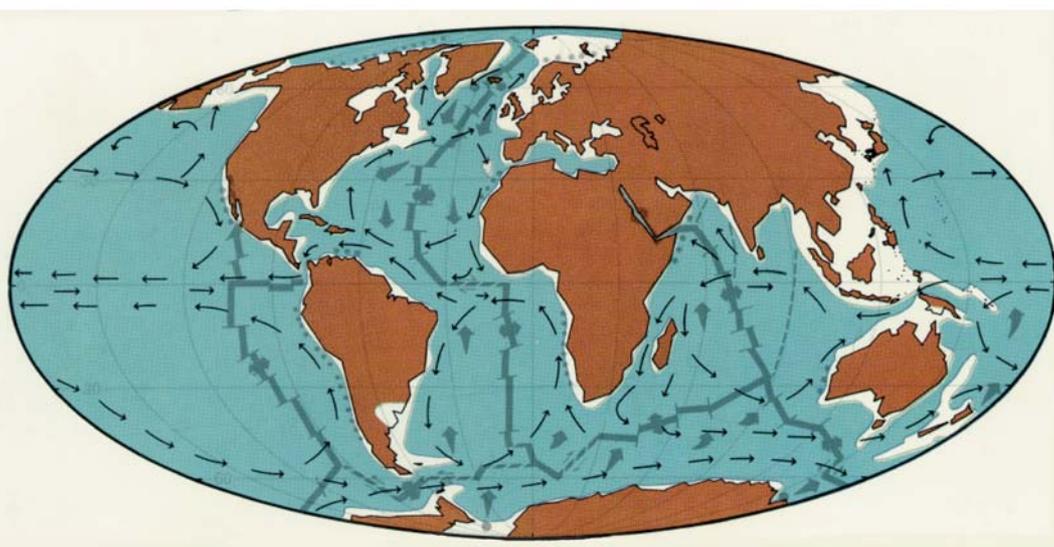
Материалы
XVII
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2007

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

ТОМ IV



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА
ФГУНПП «СЕВМОРГЕО»
ФГУП ВНИИОкеангеология

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 12-16 ноября 2007 г.

Том IV

Москва
ГЕОС
2007

**ББК 26.221
Г35
УДК 551.35**

Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. – М.: 2007. – 308 с.

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

В томе IV рассмотрены проблемы геофизики и геоморфологии дна океанов и морей, тектоники литосферных плит.

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 07-05-06024), ФГУНПП «Севморгео», ФГУП ВНИИОкеангеология, издательства ГЕОС.

Ответственный редактор
Академик А.П. Лисицын
Редакторы к.г.-м.н. В.П. Шевченко, Н.В. Политова

The reports of marine geologists, geophysicists, geochemists and other specialists of marine science at XVII International Conference on Marine Geology in Moscow are published in four volumes.

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

Chief Editor
Academician A.P. Lisitzin
Editors Dr. V.P. Shevchenko, N.V. Politova

**ISBN 978-5-89118-403-9
ББК 26.221**

**© ИО РАН 2007
© ГЕОС, 2007**

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

М.Н. Алексеев

(Геологический институт РАН, alekseev@ginras.ru)

**Палеогеографическая зональность дальневосточных
и зарубежных окраинных морей, их шельфов и побережий
и крупных геоморфологических событий**

M.N. Alekseev

(Geological Institute RAS)

**Paleogeographic zonation of Far Eastern and foreign margin
seas, their shelves and coastal areas and significant
geomorphological events**

Анализ обширного фактического материала, собранного в ходе многолетних исследований автором настоящей работы и другими исследователями СССР, России и зарубежными специалистами, позволил выделить зону окраинных морей и их шельфов, протягивающуюся с севера от Берингии на юг, до островов Папуа – Новая Гвинея; и проследить в этой полосе геоморфологические события: сейсмические и вулканические явления, значительные перестройки рельефа, образование островных систем, морских проливов. Весь материал привязан к тектоническим событиям, решающая роль которых весьма значительна.

По предложению Международной Комиссии по стратиграфии в нижнюю часть четвертичной шкалы введено новое подразделение геллазий (1,8–2 млн лет). Все подразделения дальневосточной шкалы могут быть увязаны с разрезами донных осадков дальневосточных морей, островов и окраин континентов. Важной задачей геоморфологических и геологических исследований является привязка к внутренней части островодужной системы стратиграфических подразделений, составляющих основу европейской и российской шкал: граница неогена и четвертичной системы, микулино, каргинское время, последний ледниковый максимум. Геоморфологические события могут быть также увязаны с этими основными событийными подразделениями российской и западной шкал (например, разрез Врика (Калабрия, Италия), по которому фиксируется граница между неогеном и четвертичной системой).

В работе рассматриваются геоморфологические процессы на Камчатке, Курильской островной дуге, в Охотском море, на Сахалине, в Пришантарской области, в Татарском проливе, на Япономорском шельфе, в Уссури-Ханкайской области, в Желтом и Восточно-Китайском морях, на шельфе Филиппин, Индонезии, на шельфе Андаманской плиты и о. Суматра, о – ах Папуа – Новая Гвинея. Изучена огромная часть планеты Земля, геологическое и геоморфологическое строение окраинных морей и шельфовых зон.

Курильская гряда и прибрежная континентальная часть характеризуется проявлением сейсмичности и вулканизма. Изменение рельефа островов происходит вследствие этих событий: возникают проливы и переливы океа-

нических вод через эти проливы во внутренние моря, цунами. Крупные события связаны с тектонической и геоморфологической перестройкой в Андаманском блоке в настоящее время. Произошло опускание части Андаманской плиты на значительную глубину, сопровождавшееся образованием цунами и большими человеческими жертвами.

The extensive part of the Earth, from the Bering Sea up to Papua – New Guinea Islands has been studied. Correlation between Far Eastern seas sections and European and Russian stratigraphic scales has been carried out. Relation between geomorphological events and paleogeographic zonation is discussed.

В.М. Андреев¹, С.К. Шельтинг²

(«Южморгеология», Геленджик, e-mail: andreev@ymg.ru,

²ООО «Сварог», e-mail: scheltinga@mail.ru)

К геоморфологии российского сектора Чёрного моря

V.M. Andreev¹, S.K. Shelting²

(¹SSC «Yuzhmoregeologia», Gelengzhik, e-mail: andreev@ymg.ru; ²ООО «Svarog»)

For Geomorphology of the Russian Black Sea

Батиметрическая съёмка многолучевым эхолотом фирмы «Simrad» завершила региональный этап изучения рельефа дна прикавказской части Чёрного моря. Подводным возвышенностям и долинам предлагается дать имена русских флотоводцев и исследователей Чёрного моря (рис. 1).

По интерпретации данных НСАП, восточная часть глубоководной впадины Чёрного моря зародилась в раннем–среднем плейстоцене [1] южнее Керченского пролива, а затем расширялась и углублялась [2].

Материковый склон РФ со структурно-эрозионным рельефом относится в основном к Туапсинскому прогибу. В складчатости участвует апшерон – мелководная толща мощностью до 900 м, со структурным несогласием залегающая на разных горизонтах плиоцена и миоцена.

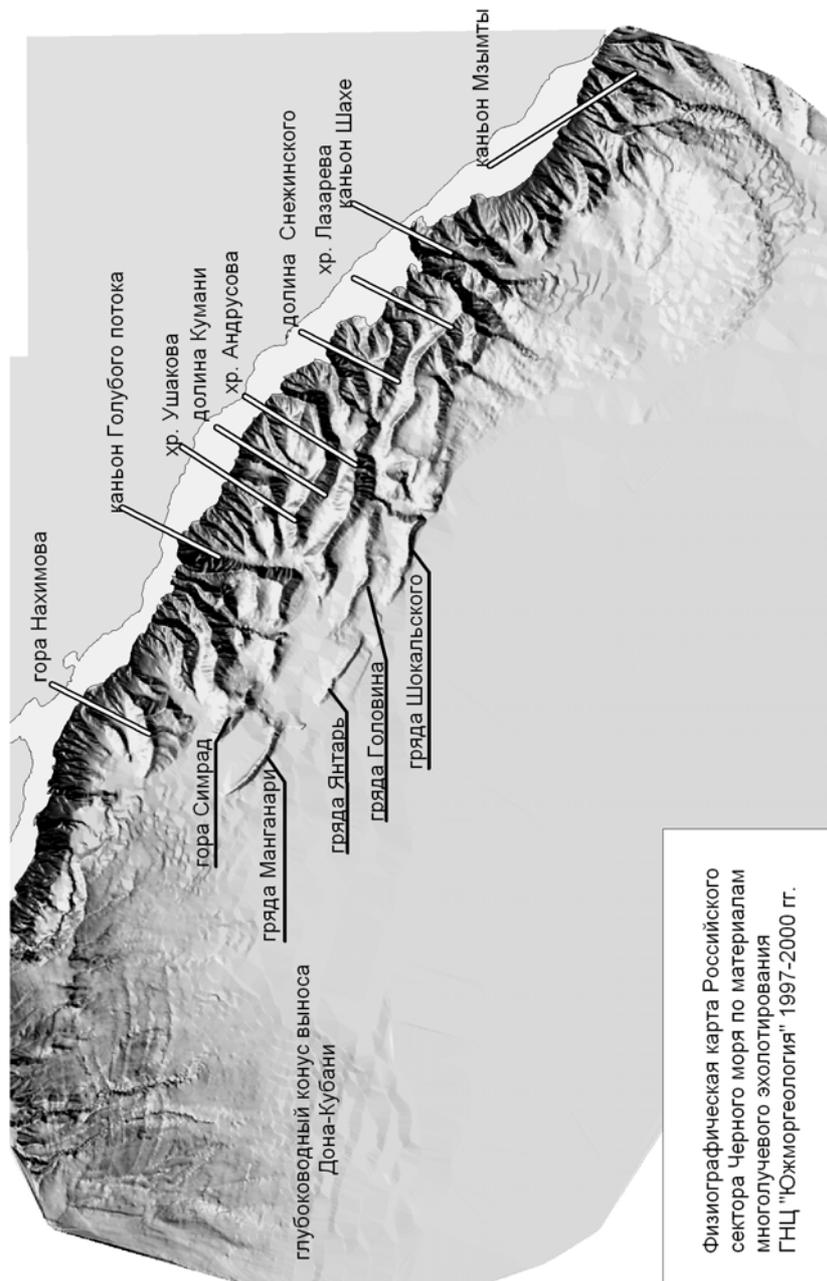
Российский участок склона делится на три блока. В центральном блоке господствуют хребты и долины «кавказского» простирания, а в восточном – поперечные. В западном блоке складки Туапсинского прогиба погружаются под глубоководные конусы выноса Дона и Кубани – их строение и этапы формирования рассматривались ранее [3, 2]. Выраженные в рельефе и погрёбённые антиклинали сопровождаются здесь грязевыми вулканами [4].

В центральном блоке пологие северные крылья линейных антиклиналей Туапсинского прогиба надвинуты на крутые южные, и склон опускается широкими ступенями. Вдоль ступеней тянутся реликтовые корытообразные структурные долины, врезанные в толщу апшерона и заполненные осадками нижнечаудинской ингрессии. Они оторваны от источников обломочного материала на суше и вовлечены в пологую складчатость.

Уклон реликтовых долин к западу 1–2°. Высота южных бортов до 300 м, северных – до 800 м. Ширина по днищу от 1 до 5 км. Мощность чаудинских отложений – до 300 м, амплитуда синклиналей по их подошве – до 70 м.

Самая крупная долина длиной 50 км впадает в каньон Голубого потока (Вуланский). Долина названа в честь капитан-лейтенанта Ф.Н. Кумани, выполнившего в 1868 г. первый глубоководный промер в Чёрном море.

Другая реликтовая долина получила имя В.А. Снежинского: в 1928–1936 гг. он выполнил промер по всему морю и составил батиметрическую карту в масштабе 1: 1 500 000. Эта долина поворачивает в нижнем течении под прямым углом, выходя на абиссальную равнину.



Новейшие каньоны пересекают весь материковый склон в восточном блоке и только его верхнюю часть – в центральном и западном блоках, почти не деформируя реликтовых вдольсклоновых долин.

Характер сопряжения рассматриваемых блоков материкового склона с абиссальной равниной существенно различается.

В западном блоке сросшиеся дистальные части глубоководных конусов выноса Дона и Кубани образуют материковое подножие.

В центральном блоке субгоризонтальная толща четвертичных осадков абиссальной равнины притыкается по сбросу к фронтальным антиклиналям Туапсинского прогиба.

Эта толща переходит с равнины на материковый склон восточного блока, бронируя его в виде пологой моноклинали. В верхней части склона она размыта, а ниже сохранились её останцы площадью 1200 и 2000 км², форма и расположение которых позволяли всем, в том числе авторам, считать их глубоководными конусами рек Шахе и Мзымты. Однако НСАП 2004 г. доказана мелководность толщи (параллельно-слоистая сейсмофашия без турбидитов), причём с глубиной моря мощность её возрастает (!). Толща отнесена сначала к среднему [2], а по уточнённой корреляции – к позднему плейстоцену. Концом плейстоцена датируется и время образования этого самого молодого участка склона, продолжающегося в акваторию Грузии.

1. Андреев В.М. Четвертичные отложения восточной части российского сектора Чёрного моря. // Тезисы докл. XII Междунар. школы морской геологии. М., 1997. Т. I. С. 6.

2. Андреев В.М., Забелина В.В., Хахалев Е.М., Шельтинг С.К. Новые данные о палеогеографии восточной части Чёрного моря в четвертичную эпоху // Тезисы докл. / XVI Международная школа морской геологии. М., 2005. Т. I. С. 154–155.

3. Андреев В.М., Забелина В.В., Хахалев Е.М., Шельтинг С.К. Позднеплейстоценовый глубоководный конус Кубани // Тезисы докл. / XV Международная школа морской геологии. М., 2003. Т. I. С. 186–187.

4. Андреев В.М. Грязевые вулканы и нефтепроявления в Туапсинском прогибе и на валу Шатского (Чёрное море) // Докл. РАН, 2005. Т. 403, № 3. С. 362–365.

Russian Black Sea continental slope is mainly situated in the Tuapse Trough. Three tectonic blocks have been identified in the slope. The Central block is composed by some along-slope anticlinal ridges, which are divided by the relict Chauda synclinal valleys. In the Western block the Tuapse Troughs folds are covered by the deep sea fans. There are no along-slope structures in the Eastern block, where relief is represented by cross-slope ridges and canyons. This is the youngest portion of the slope (Late Pleistocene). In this paper it was proposed to name some submarine mountains and valleys after famous Black Sea explorers.

Б.А. Базылев¹, К.В. Попов², В.П. Щербаков³

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, bazylev@geokhi.ru; ²Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; ³Геофизическая обсерватория «Борок» ОИФЗ РАН)

Петромагнитные исследование эффектов метаморфизма океанических перидотитов

B.A. Bazylev¹, K.V. Popov², V.P. Shcherbakov³

(¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences; ²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences; ³Borok Geophysical Observatory, Schmidt United Institute of Physics of the Earth RAS)

Petromagnetic studies of the Effects Metamorphic Recrystallization of oceanic Peridotites

Океанические перидотиты характеризуются продолжительной и многостадийной метаморфической перекристаллизацией, проявляющейся последовательно в субсолидусной перекристаллизации пород (выше 800°C) [Базылев и Силантьев, 2000], среднетемпературном метаморфизме пород (800–450°C) [Kimball et al., 1985; Базылев и др., 1990; Базылев, 1989, 1992, 1997, 2000], серпентинизации перидотитов (350–150°C) [Prinz et al., 1976; Bonatti et al., 1984; Базылев, 1989], карбонатизации (30–0°C) и подводном выветривании (0–5°C).

Была исследована коллекция образцов океанических перидотитов с характерными чертами их метаморфизма. Результаты исследований представлены в таблице 1.

Полученные данные позволяют утверждать, что возникновение намагниченности океанических перидотитов связано не только с их серпентинизацией, но и с предшествующим среднетемпературным метаморфизмом пород. Влияние последнего фактора на магнитные характеристики океанических перидотитов до настоящего времени не учитывалось.

Вариации величин магнитных параметров перидотитов COX, связанных с количеством магнитной фазы и средним интегральным размером ее зерен, обусловлены как особенностями серпентинизации пород (стадий и степенью), так и степенью предшествовавшего среднетемпературного метаморфизма перидотитов.

Проблема оценки влияния среднетемпературной перекристаллизации состоит в том, что среднетемпературный метаморфизм в океанических перидотитах почти всегда осложнен последующей серпентинизацией пород, и его влияние трудно отделить от влияния серпентинизации. Тем не менее, в исследованной коллекции представлены два уникальных шпинелевых гарцбургита, первичные силикаты которых были полностью замещены тальком, амфиболом и хлоритом в ходе среднетемпературного метаморфизма, а степень последующей серпентинизации пород пренебрежимо мала. Это образцы из зон трансформных разломов Океанографер – АВР12-1-5 и Хэйс –

Таблица 1. Петромагнитные характеристики перидотитов

Образец	In, А/м	k*10 ³ , ед.СИ	Q	Is*10 ⁻³ , А/м	Irs/Is	Hm, мТл	Tc, °C	Ist/ Iso
ABP 12-1-14	0.57	21.2	0.68	6.07	0.24	37.0	595	0.43
ABP 12-1-16	1.46	23.9	1.54	6.08	0.27	30.0	587	0.44
ABP 12-1-5	0.03	0.88	0.85	0.05	0.20	ND	ND	0.42
ABP 12-1-7	1.22	55.7	0.52	8.85	0.22	15.7	575	0.76
ABP 12-1-9	1.23	33.6	0.92	6.45	0.25	30.0	593	0.65
ABP 16-25-2	13.30	285.9	1.15	25.10	0.12	15.1	583	0.94
ABP 16-25-4	2.66	103.3	0.68	10.30	0.14	23.0	587	0.89
ABP 16-41-1	0.88	17.0	1.30	2.57	0.27	25.5	570	0.53
ABP 16-41-3	0.52	23.9	0.75	0.94	0.16	25.0	573	0.75
ABP 16-56-10	0.36	21.0	0.40	3.69	0.036	8.0	593	0.81
ABP 56 16-68	0.63	43.6	0.36	6.73	0.04	7.5	575	0.76
ABP 16-56-77	2.89	44.6	1.63	5.00	0.24	16.0	575	0.88
ABP 16-56-80	0.70	43.5	0.40	6.38	0.08	13.9	575	0.85
ABP 16-71-176	0.48	15.5	0.80	1.88	0.25	18.0	586	0.67
ABP 16-71-188	0.77	10.8	1.80	3.04	0.32	22.0	594	0.57
ABP 16-75-72	2.27	26.6	2.10	4.00	0.26	ND	592	0.29
ABP 16-77-113	3.15	34.4	2.30	5.41	0.11	14.8	575	0.42
ABP 16-77-30	0.11	4.0	0.69	0.37	0.16	20.0	592	0.41
FR07-13	1.14	23.6	1.20	4.23	0.18	21.0	585	0.35
FR08-06	1.04	16.7	1.58	2.06	0.20	15.0	586	0.41
FR08-10	1.02	11.2	2.30	2.05	0.25	15.0	585	0.85
FR09-02	0.25	2.6	2.38	0.70	0.30	32.5	597	0.49
FR10-08	2.14	28.0	1.92	3.79	0.33	32.5	580	0.67
FR16-07	3.28	45.6	1.72	8.27	0.22	23.0	593	0.72
FR22-05	3.22	70.6	1.10	7.26	0.10	8.0	590	0.30
FR23-02	5.47	57.8	2.00	7.78	0.16	10.0	575	0.80

Примечания: I_n – естественная остаточная намагниченность; k – магнитная восприимчивость; Q – отношение Кенигсбергера; I_s – намагниченность насыщения; H_m – величина медианного разрушающего поля; T_c – температура Кюри; I_{st}/I_{so} – отношение намагниченности насыщения измеренной после нагревания образца до 600°C к первоначальной намагниченности насыщения.

АВР16-25-4. Довольно интенсивный среднетемпературный метаморфизм (превышающий 30%), хотя и осложненный последующей умеренной серпентинизацией пород, проявлен также в образце АВР16-25-2. Таким образом, для перидотитов, претерпевших интенсивную среднетемпературную метаморфическую перекристаллизацию, характерны сильно варьирующие (в том числе и крайне высокие) содержания магнитной фазы при довольно крупной величине ее зерен, что соответствует примерно 20 мкм.

Из полученных данных следует, что средний размер зерен магнетита, образующегося на разных стадиях серпентинизации океанических перидотитов, составляет в среднем 3–4 мкм. Повышенный размер зерен магнитного минерала (в среднем около 20 мкм) является индикатором его кристаллизации при среднетемпературном метаморфизме, еще до серпентинизации пород.

Настоящее исследование поддержано грантами РФФИ № 07-05-01118, 05-05-64320 и целевым финансированием со стороны МинПромНауки.

Petrographic and petromagnetic studies of a representative collection of peridotites from various localities on the Mid-Atlantic Ridge have been carried out. It is shown that secondary magnetization of peridotites comes into being usually prior to the onset of serpentinization, in the course of the preceding medium-temperature metamorphic recrystallization of the rocks. The formative conditions of magnetite in peridotites can be inferred from its integrated grain size, quantified from petromagnetic characteristics. Grain size of magnetite that is formed during serpentinization of oceanic peridotites averages 3–4 μm . Increased mean grain size of magnetite (20 μm or more) is suggestive of its having crystallized in the course of medium-temperature metamorphism of peridotites.

Ю.Е. Барамыков

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: lbsbmsu@mail.ru)

Оценка мощности контуритов в районе канала Вима

Y.E. Baramykov

(GIN RAS, Moscow, e-mail: lbsbmsu@mail.ru)

Estimation of contourites thickness in Vema channel

Возвышенность Риу-Гранди расположена в юго-западной части Атлантического океана между Аргентинской и Бразильской котловинами. Она отделена с запада каналом Вима от т.н. нижнего плато Сантус. Возвышенность расчленена зоной деформаций Крузейро-ду-Сул северо-западного простирания, изучение которой проводилось в 17-м рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов" [1]. Основной перенос антарктических донных вод, формирующихся в море Уэдделла, на север осуществляется через глубоководный канал Вима. Объем их оценивается в 6 млн м³/с.

В формировании рельефа всего района исключительно важная роль принадлежит деятельности подводных течений. В строении осадочных тел и форм рельефа выделяются турбидиты и контуриты, при этом площадь аккумулятивных форм, слагаемых контуритами – около 10000 км², а турбидитами – не более 1000 км² [2].

Обработанные автором данные многолучевого эхолотирования (17 рейс НИС "Академик Сергей Вавилов") и многоканальной сейсмоки (105 рейс R/V "Fred Moore") [3] позволили рассмотреть некоторые закономерности осадконакопления в районе возвышенности Риу-Гранди.

Данные многолучевого эхолотирования позволяют определить, что депрессии, обнаруженные на плато Сантус, имеют меридиональное простирание, как и канал Вима. Возможно, они также служат каналами для донных течений.

Анализ сейсмических данных позволил выделить тела контуритов в осадочной толще и проследить особенности их распространения. С помощью программы RadExPro Plus была оцифрована граница залегания слоистых осадков в районе возвышенности Риу-Гранди. В результате было получено облако точек, состоящее из координатных пар и времени в секундах, которые затем были переведены в глубины в метрах. После некоторой обработки с помощью интерполяции (Kriging) была получена поверхность, отражающая количественное распределение осадков в метрах в изучаемом районе.

Мощность осадков на входе и выходе из канала Вима (с юга на север) оказалась равной примерно 800 м. На входе (31°21' ю.ш. 39°36' з.д.) в канал (юг) мощность осадков увеличивается с востока на запад, со 100 м на склоне до 700–800 м у самого входа в канал. Аналогичная ситуация наблюдается и на выходе (28°01' ю.ш. 37°47' з.д.) из канала (север), с юго-востока на северо-запад мощность осадков увеличивается со 100–150 м до 750–800 м у выхода из канала (радиус конуса выноса более 100 км). Малая мощность осадков на выходе из канала в рельефе не выражена, но на сейсмическом

профиле можно идентифицировать выход некой структуры северо-западного простираения, которая продолжает зону разлома Крузейро-Ду-Сул.

Резко отрицательные значения изостатического поля [4] в районе этой структуры, позволяют говорить о её подъёме.

В центре канала (29°52′ ю.ш. 39°09′ з.д.) мощность осадков достигает 1350–1400 метров; тем не менее, точка наименьших мощностей в районе канала Вима (29°40′ ю.ш. 37°54′ з.д.) 1240 м, находится на 1,5° градуса восточнее, у подножия западного склона возвышенности Риу-Гранди. Скорее всего, это связано с тем, что ранее русло канала располагалось восточнее, и в течение некоторого времени эрозионная деятельность потока разрушала осадочное тело, этим фактом и обусловлена меньшая мощность у подножия склона.

Первые 100 м осадочного слоя, по данным бурения (скв. 517, 518 DSDP), представлены неоген-четвертичными отложениями, четвертичные отложения залегают до глубины 10 м и преимущественно представлены контуридами. Мощность поздне-плиоценовых осадков в скважине 517 примерно в 2,5 раза больше, чем в 518, хотя скважина 518 находится у подножия склона, а 517 на склоне. Это объясняется тем, что в течение поздне-плиоценового – плейстоценового времени русло канала мигрировало на запад. Миграция русла могла быть вызвана увеличением плотности осадков, размываемых на «северном поднятии».

К северо-востоку от поднятия по сейсмическим данным выделяется скопление газогидратов, представленное линзой вытянутой в северо-западном направлении длиной 95 миль.

На возвышенности Риу-Гранди в рейсах «Гломар Челленджер» было пробурено шесть скважин (DSDP). По данным бурения предполагается, что до сравнительно недавнего времени возвышенность Риу-Гранди в структурном отношении была связана с материковым шельфом, на что указывает обильный терригенный материал. Такой снос на возвышенность Риу-Гранди мог идти только при отсутствии глубоководного канала Вима, и проходящего в нём меридионального подводного течения.

Между ранним эоценом и поздним олигоценом, начинается медленное опускание возвышенности Риу-Гранди. Этот же период связывают с началом деятельности Антарктического придонного течения, что приводит к активизации эрозионных процессов в канале Вима, и транзиту осадочного материала из Аргентинской котловины в Бразильскую [5].

Таким образом, в течение поздне-плиоценового – плейстоценового времени русло канала Вима мигрировало на запад. Миграция русла могла быть вызвана увеличением плотности размываемых осадков. В тоже время активизировались и процессы аккумуляции, приводящие к образованию контуритов на входе, выходе и бортах канала. Данные, полученные в 17-ом рейсе, подтверждают существование субмеридиональных депрессий на плато Сантус. Возможно, они служат каналами для донных течений, являющихся от-

ветвлениями от основного потока, проходящего по каналу Вима. Этот факт позволяет предполагать наличие тел контуритов и на плато Сантус.

Работы проводились при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 17 грантов РФФИ 03-05-64152а и 05-05-65125, ФЦП "Мировой океан" (подпрограмма "Природа Мирового океана") и ведущих научных школ НШ-9664. 2006.5.

1. *Пейве А.А., Турко Н.Н., Цуканов Н.В., Базилевская Е.С., Ескин А.Е., Сколотнев С.Г.* Структурные особенности поднятия Риу Гранди, Южная Атлантика. // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 6. С. 760–764.

2. *Stow D.A.V., Reading H.G., Collinson J.* Deep Seas // Reading H.G., Ed. / *Sedimentary Environments*, 1996. 3rd edn. P. 395–453.

3. University of Texas Marine Science Institute (R/V Fred H. Moore). 1979 <http://ftp.ngdc.noaa.gov/mgg/seismicreflection/data/fm0105/>

<http://www.ig.utexas.edu/sdc/cruise.php?cruiseIn=fm0105&PHPSESSID=def1b9>

4. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Неоднородность внутриплитных деформаций Атлантического океана // *Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания*. Т. 1. М.: ГЕОС. 2005. С. 400–403.

5. *Barker P.F.* Init. Rep. DSDP. V.LXXII. 1983. P. 953–976.

The multibeam bathymetric (17 cruise R/V "Akademik Sergey Vavilov") and multichannel seismic data (105 cruise R/V "Fred Moore") processed by us allow to reveal some trends of sedimentation in the region of the Rio-Grande rise. After we had processed this multibeam data we came to a conclusion that there are some depressions with submeridional strike on Lower Santus Plateau. These depressions are likely to be channels for the branches of the main water flow going through the Vema channel. So we can assume that there can be some contourite sediments on it.

Using multichannel seismic data we have constructed a contourites' thickness map of the Vema channel and compared it with DSDP data. The further analysis showed that the channel bed migrated westward during the late Pliocene-Quaternary period. The reason of migration might have been the increasing solidity of sediments.

А.А. Баренбаум

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, e-mail: azary@mail.ru)

О происхождении и механизме роста подводных гор

A.A. Barenbaum

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

On origin and mechanism of submarine mountains growth

Подводными горами называют изолированные вулканические сооружения на дне океанов высотой более 500 м [1]. Обычно они имеют концентрическую форму, и половина из них обладает кальдерами, что позволяет рассматривать подводные горы как действующие вулканы. Только в одном Тихом океане их ~130 тысяч, но по мере увеличения детальности изучения дна эта оценка быстро растет. Сегодня можно уверенно утверждать, что количество вулканов на дне Мирового океана в тысячи раз больше числа действующих вулканов на суше. В отличие от последних, тяготеющих к зонам разломов литосферных плит подводные горы достаточно равномерно покрывают все океанское дно, избегая, тем не менее, северной полярной зоны планеты [1].

Распределение подводных гор по размерам подчиняется экспоненциальной зависимости. С удалением от срединных океанических хребтов (СОХ) крутизна этого распределения уменьшается, а плотность размещения гор растет [2]. На коре олигоцен-миоценового возраста (0÷37 млн лет) преобладают мелкие горы. На коре позднего мела (65÷100 млн лет) ~30% подводных гор имеет высоту ≥ 3 км. Самые же крупные горы высотой 5–6 км встречаются лишь в глубоководных желобах. Эта закономерность свойственна подводным горам всех океанов [1].

Изменение распределения подводных гор с возрастом океанической коры свидетельствует о протекании на дне Мирового океана двух процессов. С одной стороны, появления новых молодых гор, а с другой – медленного роста ранее возникших гор в ходе спрединга дна. Нет сомнений, что эти процессы связаны с присутствием под основанием подводных гор магматических камер размером в десятки километров, соединенных с горой каналом диаметром ~1 км [3].

Происхождение подводных гор и магматических камер объясняют наличием плюмов. Полагают, что такие плюмы периодически поднимаются от границы мантии и земного ядра [4], либо рождаются в мантии [5] и в астеносфере [6].

Автором обоснован иной механизм образования подводных гор. Появление этих гор на Земле, как и их аналогов – вулканических куполов на Венере, объяснено выпадением на планеты галактических комет [7].

В соответствии с [7] при движении по галактической орбите Солнце через 19÷37 млн лет пересекает струйные потоки и спиральные рукава Галактики, и в такие эпохи ~1÷4 млн лет планеты подвергаются интенсивным

бомбардировкам галактическими кометами. Эти времена выделены в истории Земли как эпохи глобальных природных катастроф (геологических, климатических, биотических и др.), выступающих границами периодов и отделов фанерозойской шкалы.

За время одной бомбардировки на Землю может выпасть $\sim 10^4$ – 10^6 комет. Их скорость 450 км/с, масса $\sim 10^9$ – 10^{14} кг, энергия $\sim 10^{20}$ – 10^{25} Дж, а диаметр ядра варьирует от 0,1 до 3,5 км. Плотность вещества комет близка 1,0 г/см³ [7].

При падении таких комет на планеты без атмосферы (Меркурий, Луна) или на обладающий разреженной оболочкой Марс в месте удара возникает кратер ~ 10 – 250 км в диаметре. Газовая оболочка Земли (тем более Венеры) для комет является непреодолимым препятствием [7]. В ней они неизбежно разрушаются, порождая гиперзвуковую ударную волну, которая, достигая поверхности, не создает кратера. Так как скорость волны много выше скорости звука в породах литосферы (~ 6 – 8 км/с), эта волна, слабо затухая, может достичь глубин ~ 10 – 100 км, где, замедлившись до скорости звука, взрывным образом выделить энергию. Основная энергия кометы идет на дробление пород вдоль движения волны и на создание в месте удара, глубоко под поверхностью, магматической камеры [8].

Объем магматических камер под подводными горами 10^4 – 10^5 км³, а степень плавления их пород $\leq 10\%$ [3]. Так что при образовании камер в них возникает объем расплава $\sim 10^3$ – 10^4 км³. За счет разности в плотности породы и расплава в камере имеется избыточное давление, заставляющее магму подниматься наверх.

Поскольку время жизни камер ~ 100 млн лет и более [3], истечение магмы может длиться на протяжении всего времени существования ложа современных океанов и приводить к образованию очень крупных подводных гор. Расчетами показано [8], что, по крайней мере, $\sim 5\%$ комет имеют кинетическую энергию достаточную для объяснения параметров наблюдаемых магматических камер, а также числа подводных гор и характера их расположения на Земле.

При раскрытии океанов в зонах СОХ скорость горизонтальных движений океанской литосферы с глубиной снижается. Она максимальна у слоя остывшей коры на поверхности и меньше у подстилающей кору мантии. Поэтому в случае, когда магматическая камера располагается неглубоко и движется вместе с дном, изливающаяся лава формирует одиночную гору, которая в процессе разрастания дна увеличивается в размере, не меняя формы. Если скорость перемещения дна выше, чем у камеры, то гора деформируется, приобретая асимметрию. Такой асимметрией обладают многие подводные вулканы [1]. И, наконец, если камера находится так глубоко, что почти не смещается, то при излиянии лав создается эффект «горячей точки» [6], когда вместо одной горы возникает вулканический хребет или вытянутая в линию их цепь, протягивающаяся иногда на тысячи км.

При разрушении комет над континентами также образуются зоны сильно разогретых пород, но на гораздо большей глубине, чем в океанах. Разрядка их энергии приводит в основном к образованию диапиров и интенсивному росту горных массивов. При этом основная часть кометной энергии поглощается в астеносфере, поддерживая ее вещество в частично расплавленном состоянии. В дальнейшем эта энергия, вероятно, участвует в образовании континентальных и океанических рифтовых систем [9].

1. *Ильин А.В.* Изменчивый лик глубин. Проблемы изученности дна океана. М., 1996. 186 с.

2. *Марова Н.А., Алехина Г.Н.* Объемы подводных вулканических гор Атлантического океана и зависимость их распределения от эволюции океанической литосферы // *Океанология*. 1998. Т. 38. С. 435–441.

3. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН. Фил. ГЕО, 2001. 409 с.

4. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Физико-химические условия на границе ядро-мантии и образование термохимических плюмов // *ДАН*. 2003. Т. 393. №6. С. 797–801.

5. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекция // *Геотектоника*. 1989. №5. С. 3–13.

6. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.

7. *Баренбаум А.А.* Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 394 с.

8. *Баренбаум А.А.* Воздействие галактических комет на внешние оболочки планет земной группы // *Физика экстремальных состояний вещества*. 2005. Черноголовка: ИПХВ РАН, 2005. С. 117–119.

9. *Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А.* Крупномасштабные тектонические циклы: интерпретация с позиций галактической концепции // *Вестник Моск. Ун-та, Сер. 4. Геология*. 2004. №3. С. 3–16.

The new view on origin and mechanism of submarine mountains growth is represented. We assume that submarine mountains may be created by galaxy comets bombardments.

Ю.В. Баркин

(Астрономический институт им. П.К. Штернберга, Москва, e-mail: barkin@inbox.ru)

**Глобальное возрастание среднего уровня океана
и ошибочная трактовка роли тепловых факторов**

Yu.V. Barkin

(Sternberg Astronomical Institute, Moscow)

**Global increase of mean sea level and erroneous treatment
of a role of thermal factors**

Дается объяснение наблюдаемому расхождению в значениях средней скорости векового возрастания уровня мирового океана, полученных по наблюдениям на береговых и островных приливных станциях (береговые методы) и по наблюдениям специальных спутников: TOPEX-Poseidon, Jason и др. методами альтиметрии (спутниковые методы). Показано, что указанное расхождение имеет кинематическую природу и связано с дрейфом центра масс Земли (в земной системе координат) по направлению к Северу. Этот дрейф центра масс, предсказанный автором в 1995 г, подтверждается методами космической геодезии и современными гравиметрическими и другими исследованиями и оценивается нами в 6,7 мм/год. Показано, что указанный дрейф приводит к дополнительной (“фиктивной”) составляющей подъема уровня океана со скоростью 0,8–1,2 мм/год в альтиметрических измерениях.

1. Введение. Явление медленного повышения уровня океана (SLR – sea level rise) изучалось регулярно, начиная с середины XIX века. Данные о линейных трендах уровня океана, полученных на 655 станциях по всему миру за различные периоды времени от 170 лет до 20 лет позволили определить скорость линейного тренда уровня океана в $1,15 \pm 0,38$ мм/год [1]. Авторы в качестве одной из основных причин повышения уровня океана указывают на тепловое расширение верхних слоев океана из-за наблюдаемого потепления в последнем веке.

По данным береговых приливных станций (и появившихся новых спутниковых данных) в период 1950–2000 скорость \dot{h}_O составляла $1,8 \pm 0,3$ мм/год [2]. Другие авторы [3] показали, что нет никакого существенного различия в скоростях прибрежного повышения уровня океана и его глобального повышения, подтвердив при этом среднюю скорость \dot{h}_O в период с 1950 по 2000 гг. в $1,8 \pm 0,3$ мм/год. В отчете Международной группы по изменению климата (IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change) за 2001 год в частности указывалось, что наилучшей оценкой \dot{h}_O , главным образом устанавливаемая по данным береговых по данным береговых и островных приливных станций, является величина $1,5 \pm 0,5$ мм/год [4].

Спутниковые методы исследования поверхности океана – методы альтиметрии – получили интенсивное развитие в последние десятилетия (начиная с 1993 г.). Однако, альтиметрические исследования с помощью специальных спутников типа TOPEX-Poseidon не только не внесли ясность в понимание явления SLR, но еще более запутали и без того сложный вопрос о причинах возрастания уровня океана. Оказалось, что классические определения средней скорости повышения уровня океана по наземным наблюдениям (1,4–1,7 мм/год) примерно на 0,8–1,0 мм/год меньше, нежели по современным спутниковым определениям спутников TOPEX - Poseidon и др. (2,5–2,8 мм/год). На основе данных альтиметрических наблюдений TOPEX-Poseidon и Jason за период 1993–2003 для геоцентрической скорости возрастания уровня мирового океана было получено значение $2,8 \pm 0,4$ мм/год [5].

В данной работе-докладе фактически дается полный ответ на вопрос, поставленный ведущими специалистами по исследованию уровня океана: “The TOPEX/Poseidon and Jason satellite altimeter missions provided a 12 year record of sea level change, which show increase of global mean sea level of $2,8 \pm 0,4$ mm/yr, with considerable geographic variation. An important question for climate studies is to determine the cause of this change – specifically how much of the change is due to steric (heating) versus eustatic (runoff, melting ice, etc.) contribution?” [6].

2. Отождествление наземных и спутниковых определений скорости возрастания уровня океана. Оказывается, большое значение средней скорости возрастания уровня океана по спутниковым данным, можно объяснить чисто кинематическим эффектом в данных наблюдений. Движение спутника “привязано” к центру масс планеты, его положение определяется геоцентрическим радиус-вектором. Поэтому северный дрейф центра масс в теле Земли как бы приводит к уменьшению расстояний от спутника до поверхности океана в южном полушарии и к их уменьшению в северном полушарии [7]. При осреднении измерений по поверхности всего океана (преимущественно расположенного в южном полушарии, где он занимает около 80% площадей) возникнет эффект кажущегося дополнительного возрастания уровня океана. Поэтому эта (“кажущаяся”) скорость возрастания уровня океана принимает большее значение (около 2,4 мм/год) в сравнении с береговыми определениями этой скорости, что весьма близко к данным спутниковых наблюдений. Так по данным альтиметрических наблюдений спутников Torex-Poseidon в 1990 годах наблюдался подъем уровня океана со скоростью 2,5 мм/год.

Дополнительный эффект в повышение уровня океана вносит деформация дна океана. Предложенное объяснение имеет чрезвычайно-важное значение для изучения роли тепловых и климатических факторов, которые уже не могут претендовать на приписываемую им большую составляющую в изменении уровня океана [2]. Учет фиктивной составляющей этой скорости приводит практически к реальному значению вариации среднего уровня

океана около 1,3–1,6 мм/год, что полностью примиряет позиции исследователей океана береговыми и альтиметрическими спутниковыми методами. Более того, данная работа открывает прямую возможность для объяснения возрастания уровня океана, поскольку деформация дна выступает здесь основным фактором изменения среднего уровня океана. Вытесняемая в южном полушарии вода дает значительный вклад в наблюдаемое значение скорости \dot{h}_O до 0,8–1,2 мм/год. Работы выполнены при финансовой поддержке проектов РФФИ N 07-05-00939 и N 06-02-16665.

1. *Nakiboglu S.M. and Lambeck K.* «Secular sea-level change» // *Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology* (Eds. R. Sabadini et al.) Kluwer Academic Publishers. Printed in Netherlands, 1991. P. 237–258.

2. *Church J.A., White N.J., Coleman R., Lambeck K. and Mitrovica J.X.* Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950 to 2000 period // *J. Clim.* 2004. 17. P. 2609–2625.

3. *White N., Church J.A. and Gregory J.M.* Coastal and global averaged sea level rise for 1950 to 2000 // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. L01601, doi:10.1029/2004GL021391.

4. *Church J.A., Gregory J.M., Huybrechts P., Kuhn M., Lambeck K., Nhuan M.T., Qin D. and Woodworth P.L.* Changes in sea level, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / ed. by J.T. Houghton et al. New York: Cambridge Univ. Press, 2001. P. 639–694.

5. *Cazenave A. and Nerem R.S.* Present-day sea level change: Observations and causes // *Rev. Geophys.* 2004. 42. RG3001, doi: 10.1029/2003RG000139.

6. *Nerem R.S., Leuliette E.W., Chambers D.P.* An Integrated Study of Sea Level Change Using Altimetry, Gravity, and In Situ Measurements // *Geophys. Res. Abstr.* 2005. Vol. 7. 09831, Sref-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-09831.

7. *Баркин Ю.В.* О движении центра масс Земли, обусловленном глобальным изменением ее динамического строения и приливными деформациями // *Вестник Моск. гос. ун-та. Сер. 3 Физика, астрономия.* 1995. Т. 36. № 5. С. 99–101.

The explanation to observably difference in values of mean velocity of secular increase of the sea level, obtained on observations at coastal and island tidal stations (coastal methods) and on observations of special satellites: TOPEX-Poseidon, Jason etc. by altimetry methods (satellite methods) has been given.

Ю.В. Баркин

(Астрономический институт им. П.К. Штернберга, Москва, e-mail: barkin@inbox.ru)

**Механизмы возрастания среднего уровня океана
и решение “attribution problem”**

Yu.V. Barkin

(Sternberg Astronomical Institute, Moscow)

**Mechanisms of increase of mean sea level and solution
of “attribution problem”**

Абстракт. Дается возможное объяснение современному медленному повышению уровня мирового океана со скоростью около 1,3–1,5 мм/год. Главным фактором этого явления является планетарная деформация поверхности (и дна океана) Земли, наблюдаемая методами космической геодезии.

1. Введение. К настоящему времени вопрос о повышении уровня океана и его причинах чрезвычайно запутан. Если отбросить в сторону спекулятивные дискуссии о большой роли наблюдаемого потепления в сторону, то все равно остается неразрешимая проблема. Она даже получила свое название. Дело в том, что в настоящее время признано доказанным точно, что потепление действительно приводит к повышению уровня океана. Однако, это повышение характеризуется скоростью не более 0,4 мм/год [1], в то время как наблюдаемый подъем уровня океана оценивается береговыми и спутниковыми методами в $1,3 \div 1,5$ мм/год [2]. В результате ученые нащупали большую необъяснимую брешь в модельных и наблюдаемых значениях для скорости возрастания среднего уровня океана. Поскольку подходящего механизма не нашлось для объяснения этой бреши, то проблема получила даже свое название “attribution problem” – проблема потерянного механизма возрастания уровня океана.

Составляющие, связанные с изменением температурного режима океана, общим потеплением и таянием ледников и др. интенсивно изучаются в последние десятилетия. По нашей модели на долю последних факторов приходится меньшая часть наблюдаемого повышения уровня океана. А главенствующими факторами современного повышения уровня океана являются: наступающая деформация дна океана в южном полушарии (подтверждаемая космической геодезией); океанический инверсионный прилив гравитирующего и смещающегося ядра и обратный инверсионный прилив, вызванный медленным перераспределением атмосферных масс.

2 Проблема потерянного механизма повышения уровня океана – “attribution problem”. Глобальное потепление способно объяснить лишь меньшую часть наблюдаемого повышения уровня океана, но не более 0,4 мм/год [1]. По современным данным альтиметрических наблюдений скорость возрастания среднего уровня океана $\dot{h}_o = 2,8 \pm 0,4$ мм/год [3]. В [2] было

показано, что это значение является ошибочным, а береговые и скорректированные спутниковые определения скорости дают одинаковое значение скорости $\dot{h}_o = 1.5 \pm 0.4$ мм/год.

3. Механизмы повышения уровня океана и его современная динамика. Рассматриваемые механизмы вариации уровня океана в своей основе опираются на фундаментальное геодинамическое явление – вековой дрейф избыточной массы ядра Земли к северу. Этот эффект был впервые предсказан автором [4], и получил подтверждения методами космической геодезии [5] при изучении движения центра масс Земли, при определении геодезических высот, а также гравиметрическими методами при изучении вековых вариаций силы тяжести [6]. Были предсказаны явления удлинения широтных кругов в южном полушарии Земли и их укорачивания в северном полушарии, также получившие подтверждение методами космической геодезии [7, 8]. На основании указанных работ в качестве рабочей модели была принята и уже получила широкие приложения в геодинамике и геофизике модель векового дрейфа центра масс по направлению к северному полюсу со скоростью 6,69 мм/год [6]. Указанные планетарные явления получили геодинамическое объяснение. В частности получило обоснование явление вековой деформации поверхности Земли в современную эпоху и для него построены модели.

Первая модель вековой деформации полушарий позволила описать инверсионные изменения поверхности Земли: южное полушарие расширяется с максимальной скоростью 1,8 мм/год (в районе южного полюса), а северное полушарие имеет обратную тенденцию – сжатия [8]. Эта модель основана на аналогии с наблюдаемым явлением годовой моды деформации Земли [9]. Геодезические исследования Джина Шуангена на основе обширных рядов GPS данных подтвердили результаты работы Blewitt et al. [9] и внесли определенную ясность в возможный стиль вековой деформации поверхности Земли. Так его выводы о вековой деформации указывают на значительную асимметрию вековых деформаций полушарий Земли (вторая модель). Выполненные предварительные оценки показали, что скорость возрастания среднего радиуса в южном полушарии составляет 1,37 мм/год [8]. В то время как в северном полушарии не выделяется четкой составляющей медленной (вековой) деформации.

Интересно отметить, что скорость нарастания объема южного полушария (533 ± 2) км³/год, установленная по наблюдениям GPS [11], весьма четко соответствует скорости нарастания объема океана за счет повышения его уровня 553,3 км³/год (для скорости $\dot{h}_o = 1,5$ мм/год). Другая большая составляющая изменения уровня океана обусловлена полярным инверсионным приливом, вызванным смещением центра масс Земли к северу [6]. Окончательный и основной вывод работы – деформация дна океана является основной геодинамической причиной повышения уровня океана в современную эпоху. Для предложенной модели деформации поверхности южно-

го полушария (модель 2) скорость нарастания среднего уровня всего океана составляет 0,81 мм/год. Инверсионный атмосферно-океанический прилив также дает положительный вклад в нарастание уровня океана в 0,37 мм/год. Совместный эффект составляет 1,18 мм/год. Если его дополнить предполагаемым тепловым эффектом расширения океана в 0,40 мм/год [1], то окончательно получаем значение $\dot{h}_o = 1,58$ мм/год. Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ N 07-05-00939 и N 06-02-16665

1. *Miller L. and Douglas B.C.* Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise // *Nature*. V. 428. 25 March 2004. P. 406–409.

2. *Баркин Ю.В.* Глобальное возрастание среднего уровня океана и ошибочная трактовка роли тепловых факторов // XVII Межд. Науч. Конф. по морской геологии (12–16 ноября 2007, Москва).

3. *Nerem R.S., Leuliette E.W., Chambers D.P.* An Integrated Study of Sea Level Change Using Altimetry, Gravity, and In Situ Measurements // *Geophys. Res. Abstr.* 2005. Vol. 7. 09831, Sref-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-09831.

4. *Баркин Ю.В.* О движении центра масс Земли, обусловленном глобальным изменением ее динамического строения и приливными деформациями // *Вестник Моск. гос. ун-та. Сер. 3, Физ., астрон.* 1995. Т. 36. № 5. С. 99–101.

5. *Kuzin S.P., Tatevian S.K.* Processing and analysis of DORIS measurements for the period of 1999–2001. In the collection of works of a seminar “APSG-Irkutsk, 2002”. M.: GEOS, 2002. P. 54–66.

6. *Баркин Ю.В.* Колебания ядра Земли, новые океанические приливы и динамические следствия // *Матер. XI Межд. конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере»* (г. Сыктывкар, 20 по 22 сентября 2005 г.). Сыктывкар: Изд-во Инст. Геол. Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 26–28.

7. *Barkin Yu.V., Shuanggen J.* Kinematics and dynamics of the Earth hemispheres. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 2–7 April 2006) // *Geophys. Res. Abstr.* 2006. Vol. 8. Abstr. # EGU06-A-01680.

8. *Barkin Yu.V., Shuanggen J.* On variations of the mean radius of the Northern and Southern Hemispheres of the Earth. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 15–20 April 2007) // *Geophys. Res. Abstr.* 2007. Vol. 9. Abstr. # EGU07-A-08183.

9. *Blewitt G., Lavallee D., Clarke P., Nurutdinov K.* New global mode of Earth deformation: seasonal cycle detected // *Science*. 2001. V. 294. P. 2342–2345.

10. *Barkin Yu.V.* Explanation and prediction of the secular variations of the Earth rotation, geopotential, force of gravity and geocenter drift. Proc. of Intern. Conf. «AstroKazan-2001». Astronomy and geodesy in new millennium (24–29 September 2001), Kazan State University: Publisher «DAS», 2001. P. 73–79.

The possible explanation to the modern slow increase of the mean sea level in 1,3–1,5 mm / yr has been given. A primary factor of this phenomenon is planetary deformation of the Earth surface (and the bottom of ocean), observably by methods of a space geodesy.

Ю.В. Баркин

(Астрономический институт им. П.К. Штернберга, Москва, e-mail: barkin@inbox.ru)

**Предсказание вариаций среднего уровня океана
с часовыми периодами**

Yu.V. Barkin

(Sternberg Astronomical Institute, Moscow)

A prediction of variations of mean sea level with hour periods

Абстракт. Циклические процессы: перераспределения океанических и атмосферных масс Земли, деформации дна океана, находят свое отражение в вариациях среднего уровня океана. Ожидается, что среди широкого диапазона вариаций уровня океана будут обнаружены вариации с часовыми периодами (H): 23.92, 11.95, 8.27, 7.98, 6.14, 5.985, 4.788, 4.89, 4.06, 3.99, 3.42, 3.47, 3.03, 2.66, 2.394, 2.176, 1.995 (в часах). Существование вариаций океана с указанными периодами обосновывается с позиций развиваемой геодинамической модели. Вариации с указанными периодами уже были обнаружены и получили подтверждения в вариациях самых разнообразных природных процессов (вращение Земли, грунтовые воды, и др.).

Введение. О вариациях природных процессов с часовыми периодами ранее говорилось: “Полученные результаты позволяют довольно уверенно предсказать вариации других пока еще мало изученных природных процессов. Указанные циклические изменения в будущем будут обнаружены в сейсмическом процессе, в вариациях магнитного поля, в вариациях уровня подземных вод, в вариациях уровня океана и др. А также в вариациях различных биологических и физиологических процессов в биосфере и ноосфере” [1]. Прошло всего-то несколько лет со времени данных предсказаний, но уже были получены четкие подтверждения для вариаций магнитного поля с указанными часовыми периодами (H) (Barkin, Garcia, 2006). Были выявлены вариации атмосферного давления (по данным метеорологических станций наблюдения в Москве и Тикси) с периодами 12, 8 и 6 часов (Сидоренков и др., 2007) и др. Естественно, что и далее будут поступать все новые данные о вариациях самых разнообразных природных процессов с часовыми периодами (H). Актуальными являются исследования колебаний геоцентра Земли с часовыми периодами [2]. Актуальной является задача об определении вариаций высот, горизонтальных смещений станций наблюдения за геодезическими спутниками и спутниками системы GPS с часовыми периодами (H). Согласно развиваемой геодинамической модели вариации геодинамических и геофизических процессов с часовыми периодами отражают короткопериодические трансляционные колебания избыточной массы ядра относительно упругой мантии с часовыми периодами [1]. Высокоточные альтиметрические измерения со спутников до поверхности океана уже сейчас позволяют определить внутри суточные вариации уровня океана (т.е. из часового диапазона (H)) как для отдельных регионов, так и для среднего уровня океана в целом.

1. Короткопериодические колебания центра масс ядра Земли и возбуждение вариаций геодинамических и геофизических процессов с часовыми периодами. Согласно развиваемой геодинамической модели часовые вариации геодинамических и геофизических процессов связаны с двумя фундаментальными механизмами: 1) с механизмом возбуждения собственных колебаний системы “ядро-упругая мантия” и с механизмом возбуждения эксцентриситетных колебаний ядра при суточном вращении планеты в гравитационном поле Луны и Солнца [1–3]. Из-за своего эксцентричного положения ядро и упругая мантия испытывают гравитационные воздействия-возмущения со стороны Луны и Солнца и циклически воздействуют друг на друга. При этом они деформируются, форма их меняется, меняется тензор инерции Земли в целом, меняются относительные положения их центров масс. Естественно, что подобные смещения вызывают синхронные вариации многих геодинамических и природных процессов. Они отражаются в смещениях центра масс Земли, в вариациях напряженного состояния всех слоев мантии, в циклических перераспределениях океанических и атмосферных масс, в вариациях формы Земли, в вариациях силы тяжести, физических полей и др.

Наряду с вынужденными колебаниями система ядро-мантия (Земли и других небесных тел) может совершать собственные колебания. Периоды свободных трансляционных колебаний внешнего ядра и упругой мантии Земли оценены как 3,47 час, 4,06 час и 4,89 час [1]. Эти значения были получены на основе простой модели неизменяемого сферического ядра и упругой мантии, которые в недеформированном состоянии рассматриваются как сферические однородные тела. В вариациях вращения Земли (как осевого, так и в движении полюсов) и во многих других геодинамических, геофизических, биофизических и физических процессах указанные периоды наблюдаются в действительности. Также наблюдаются вариации с частотами, которые являются некоторыми линейными комбинациями с целочисленными коэффициентами угловой скорости вращения Земли и частоты полярного колебания ядра (соответствующий период 4,06 час). А также некоторые их комбинации с частотами орбитальных движений Луны и Солнца.

2. Об инверсии вариаций природных процессов с часовыми периодами. В работе [1] была выдвинута гипотеза о существовании межчасовых вариаций с периодами (H): 23.92, 11.95, 8.27, 7.98, 6.14, 5.985, 4.788, 4.89, 4.06, 3.99, 3.42, 3.47, 3.03, 2.66, 2.394, 2.176, 1.995, 1.842, 1.71 (в часах) во всех планетарных природных процессах, в том числе в движении геоцентра и в вариациях уровня океана. Отражением этих колебаний являются аналогичные вариации в относительных трансляционных смещениях ядра, во вращении Земли, в движении ее полюса, в изменениях формы Земли (например, в длинах базовых линий, в длинах широтных кругов). Отмечалось, что будут определены и изучены более детально вариации грунтовых вод и вариации уровня моря с часовыми периодами (H). Подчеркивалось также, что указанные явления будут обладать свойством инверсии, которое означает, что если в одной полусфере Земли изменения (например, активности

процессов) увеличиваются, то в противоположной полусфере они будут уменьшаться. Вариации напряженного состояния мантии и вариации плотности на протяжении всего пути следования сейсмических волн от ядерных взрывов до сейсмических приемников также будут приводить к значительным вариациям времен пробега (в различных шкалах времени, включая изучаемый межчасовой диапазон H). Будут определены вариации силы тяжести и коэффициентов геопотенциала с часовыми периодами.

Работы выполнены при финансовой поддержке проектов РФФИ N 07-05-00939 и N 06-02-16665, а также испанских проектов АYA 2005-08109 и АСОМР 2007-055, выполняемых в Университете г. Аликанте.

1. *Баркин Ю.В.* Колебания системы “ядро-мантия” Земли и вариации природных процессов. Материалы VII Научной конференции “Нелинейные колебания механических систем” (19–23 сентября 2005, Нижний Новгород). Н-Новгород: Изд-во ННГУ, 2005. С. 232–234.

2. *Barkin Yu.V.* Geocenter oscillations with hour periods and observed variations of the natural processes. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 15–20 April 2007) // *Geoph. Res. Abstr.* 2007. Vol. 9. Abstract # EGU07-A-10180.

3. *Barkin Yu.V.* Dynamics of the Earth’s shells and fundamental problems of celestial mechanics, astrometry, gravimetry and geodynamics. Proceedings of International Conference «AstroKazan-2001». Astronomy and geodesy in new millennium (24–29 September 2001). Kazan State University: Publisher «DAS», 2001. P. 59–65.

4. *Barkin Yu.V.* The Earth core secular motion to the northern pole and accompany phenomena in geodesy, gravimetry, astrometry, geodynamics and geophysics // *Geophysical Research Abstracts*. 2005. Vol. 7. 09503, 2005. Sref-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-09503@European Geosciences Union 2005.

5. *Баркин Ю.В.* Небесная механика и решение фундаментальных проблем геодезии, гравиметрии, астрометрии и геофизики. Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии // Материалы Международного (X всероссийского) петрографического совещания (г. Апатиты, 20–22 июня 2005) / Ред. Митрофанов Ф.П., Федотов Ж.А. Т. 4 Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. С. 48–50.

All cyclic processes of the redistribution of oceanic and atmospheric masses of the Earth, of deformation of a bottom of ocean, obtain the reflection in variations of the mean sea level. It is expected, that among a wide range of variations of a level of ocean will be found out variations with the hour periods (H): 23.92, 11.95, 8.27, 7.98, 6.14, 5.985, 4.788, 4.89, 4.06, 3.99, 3.42, 3.47, 3.03, 2.66, 2.394 (in hours). These periods have been obtained an explanation from the positions of developed geodynamic model. Variations with the specified periods already have been found out and have obtained numerous confirmations in variations of the diversified natural processes (motion of poles of the Earth, diurnal rotation of the Earth, variation of magnetic field, subsoil waters etc.).

О.В. Белоус

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

Мощность осадочного чехла в Беринговоморском регионе и ее рельефообразующее значение

O.V. Belous

(V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Science, Vladivostok, ksey@mail.ru)

Extents of a sedimentary cover in the Bering Sea region and it relief-forming importance

Осадочный чехол играет весьма значительную роль в формировании рельефа дна Берингова моря [1]. Хотя морфология кровли в целом наследует морфологию фундамента, тем не менее, формирование осадочного чехла привело к значительным изменениям характера рельефа дна. В котловинах Бауэрс и Алеутской подавляющее большинство неровностей фундамента погребено уже самой нижней толщей. В тоже время даже столь мощного осадочного покрова оказалось недостаточным для заполнения котловин в целом.

Во внутренних частях Командорской котловины, на восточном склоне хребта Ширшова и западном – хребта Бауэрс чехол почти полностью конседиментационно погребает неровности фундамента. Здесь преобладает крайне малоамплитудный прямой рельеф. В меньшей степени чехол маскирует рельеф фундамента по периферии Командорской котловины, на вершине Командорско – Алеутской гряды, хребтов Бауэрс и Ширшова. Это обусловлено общим сокращением мощности осадков за счет выклинивания и локализации их во впадинах. В этих районах распространен отчетливо выраженный прямой рельеф крупных форм. Вместе с тем здесь встречены мелкие элементы рельефа, не согласующиеся ни с рельефом фундамента, ни с рельефом кровли промежуточных толщ. Это позволяет говорить о сложности процесса осадконакопления на континентальном склоне и о существенном значении активного гидродинамического режима.

Минимально влияние чехла в нивелировке рельефа Беринговоморского склона Командорско–Алеутской гряды, где он не скрывает даже незначительные по величине формы. Здесь преобладает контрастный прямой рельеф.

Изменение мощности осадочного чехла происходит в результате воздействия экзогенных факторов путем дополнительного привноса и сноса осадков. Весьма существенную рельефообразующую роль играет аномальная аккумуляция вблизи обширных областей сноса в прошлом и в настоящее время. В результате этого процесса сформированы плато Умнак и Хатырский участок континентального склона. Благоприятным условием при этом является тектоническая расчлененность фундамента на впадины и выступы фундамента. Первые выступают в роли седиментационных ловушек, а вторые – в роли барьеров.

Важную роль в формировании осадочного чехла играет продолжительность аккумуляции – чем дольше она происходит, тем больше ее сглаживающее влияние. Существенное значение имеет также разрушение осадочного чехла, путем горизонтальной планации и склоновыми процессами.

Формирование осадочного чехла в пределах Берингова моря прерывалось периодами его размыва с образованием поверхностей выравнивания. В Беринговоморском регионе зафиксированы четыре поверхности выравнивания: нижние (эоцен – олигоценая и среднемиоценовая), средняя (верхнемиоцен-плиоценовая) и верхняя (плейстоценовая). Нижние из них практически везде погребены, а средняя и верхняя образуют нижний (до 1500 м) и верхний (до 160 м) шельфы соответственно.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН №06-III-B-07-284.

1. Гнибиденко Г.С., Сваричевский А.С. Структура и перспективы нефтегазоносности акватории Берингова моря // Сов. Геология. 1974. № 1. С. 89–96.

The sedimentary cover plays rather significant role in formation of the Bering Sea bottom relief [1]. Though the morphology of a roof as a whole inherits morphology of the base, nevertheless, formation of a sedimentary cover has led to significant changes of a bottom relief characteristic.

В.И. Бондаренко¹, В.А. Рашидов²

(¹Костромской Государственный университет им. Н.А. Некрасова, Кострома, 156000; e-mail: vibond@list.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: rashidva@kscnet.ru)

**Погребенные подводные вулканы западного склона
о. Парамушир (Курильская островная дуга)**

V.I. Bondarenko¹, V.A. Rashidov²

(¹Kostroma State University named after N.A., 156000; ²Institute for Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamhatsky)

**Buried underwater volcanoes of the west of Paramushir Island
west slope (Kuril Island Arc)**

В 1981–91 гг. на запад-северо-западном склоне о. Парамушир, в тыловой части Курильской островной дуги (КОД) были выполнены многочисленные исследования отечественных и зарубежных ученых по изучению акустических аномалий, зафиксированных в водной толще в точке с координатами 50°30,8' с.ш. и 155°18,45' в.д. По своей форме выявленные помехи напоминали факелы, которые фиксировались от дна моря на глубине около 700 м до глубин 400–200 м. Акустические аномалии оказались приурочены к косо ориентированной по отношению к КОД и слабо проявленной в рельефе дна вулканической зоне. Зона представлена почти полностью погребенными небольшими вулканическими конусами или экстрезивными куполами.

Первоначально высказывалось предположение о газогидротермальной природе выявленных гидроакустических аномалий, а позднее – об их газовой природе и возможном развитии в данном районе процессов гидратообразования в верхней части осадочного разреза.

В 1986 г. в рейсе 11^а НИС «Мстислав Келдыш» и в 1991 г. в рейсе НИС «Геолог Петр Андропов» при литологических исследованиях грунтовыми трубками в районе проявления акустических аномалий были подняты газовые гидраты. Выявлено, что в составе гидратного газа преобладает метан биогенного происхождения и здесь развиты скопления газовых гидратов фильтрогенного типа преимущественно из катагенетического газа.

Несмотря на значительный объем исследований, выполненных в районе проявления акустических аномалий, подавляющее большинство опубликованных работ было направлено на изучение рельефа дна на участке 2x1 км в районе проявления г аномалий, состава выделяемого газа и поднятых газ-гидратов.

В 1985–89 гг. в трех рейсах НИС «Вулканолог» в этом районе на полигоне размером 38x22 км были выполнены детальные геофизические исследования (эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование и гидромагнитная съемка) по системе ортогонально пересекающихся галсов, которые позволили получить новые представления о геологическом строении района и характере происходящих здесь геологических процессов.

В северо-восточной части полигона исследований выявлен вулканический массив, почти полностью погребенный толщами осадочных отложений, мощностью более 1500 м. На поверхности дна обнажается лишь верхняя часть массива и выделяются 2 невысоких холма в рельефе дна – северный, с минимальной зарегистрированной глубиной над вершиной 670 м, и двухвершинный южный, с минимальными зарегистрированными глубинами над обеими вершинами 580 м. Именно южный холм и вошел в «Каталог подводных вулканов Курильской островной дуги» под номером 1.2. По современным представлениям каталожный номер 1.2 относится ко всему погребенному вулканическому массиву, а не только к его южной вершине.

Вулканический массив 1.2 состоит из нескольких тесно слившихся вулканических конусов. Превышение вершины над основанием массива более 1550 м. Протяженность основания от 5 до 9,2 км. Склоны массива очень крутые – 5–20° в его нижней части, и до 15–30° в средней и верхней частях. Объем массива 25–30 км³. По данным ГМС, к массиву 1.2 приурочена положительная аномалия (ΔT)а, в пределах которой отмечены два экстремума интенсивностью 480 и 440 нТл. Выполненное двухмерное моделирование показало, что эффективная намагниченность вулканического массива 1.2 составляет 1,56 А/м, а расположенного к югу от него экструзивного купола – 3,7 А/м.

Южнее массива 1.2 выявлены подводные вулканы 1.5 и 1.7.

Вулкан 1.5 в настоящее время почти полностью погребен осадочными отложениями, на поверхность дна выходит лишь его вершина, образующая холм высотой около 100 м. Минимальная зафиксированная глубина над вершиной 520 м. Склоны очень крутые до 30–35°. Превышение вершины над основанием на юго-западе около 450 м, на северо-востоке – около 550 м. Размер основания вулкана 3х3,5 км, объем – около 2 км³. К подводному вулкану 1.5 приурочена положительная аномалия магнитного поля (ΔT)а интенсивностью 440 нТл.

Вулкан 1.7 располагается у подножия островного склона о. Парамушир. Склоны вулкана очень крутые – до 30° и более. Плоская вершина вулкана располагается на глубине около 650 м, что свидетельствует о значительном опускании прилегающих к вулкану участков дна с того времени, когда его вершина была срезана в результате абразии. При современном уровне изученности можно говорить о том, что к подводному вулкану 1.7 приурочена положительная аномалия магнитного поля (ΔT)а интенсивностью 210 нТл. Судя по положению в разрезе, это вулкан может быть одновозрастным с массивом 1.2.

В южной части полигона выделен вулкан 1.6. Большая часть вулкана перекрыта осадочными отложениями, лишь острая вершина поднимается над ними, образуя небольшой холм высотой до 100 м. Минимальная зафиксированная глубина над вершиной – 400 м. Склоны постройки неровные, очень крутые – до 25–30°. Превышение вершины над основанием около 450 м. Вулкан 1.6, скорее всего, представляет собою небольшой лавовый купол. К

подводному вулкану 1.6 приурочена положительная аномалия магнитного поля (ΔT)а интенсивностью 110 нТл.

Парамуширские гидроакустические аномалии приурочены к долгоживущей зоне глубинных разломов на границе структур прогиба Атласова и Парамуширского островного блока. Эта зона является активной, по крайней мере, с неогена. Активность проявлялась в значительных вертикальных и, возможно, горизонтальных движениях по разломам, вулканизме, гидротермальной деятельности. Продолжающаяся гидротермальная деятельность, по-видимому, стимулирует отмечающиеся здесь проявления грязевого вулканизма, способствуя разрушению в зоне разломов широко распространенных в верхней части разреза газовых гидратов и свободному транзиту углеводородных газов через зону гидратообразования.

В этом районе КОД Можно предполагать две вспышки магматической активности: более раннюю, неогеновую, когда возникли вулканический массив 1.2 и крупный вулкан 1.7, и более позднюю, позднеплиоценовую или четвертичную, когда сформировались небольшие вулканы 1.5 и 1.6.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65102) и ДВО РАН (проект 06-3-А-08-326).

We study geological structure of the connate underwater volcanic zone to the west of Paramushir Island according to the data of geophysical investigations carried out during eight sailings of the research vessel "Volcanolog" in 1981–1991.

В.И. Бондаренко¹, В.А. Рашидов²

(¹Костромской Государственный университет им. Н.А. Некрасова, Кострома, 156000; e-mail: vibond@list.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: rashidva@kscnet.ru)

Геоморфология и тектоника Средних Курил

V.I. Bondarenko¹, V.A. Rashidov²

(¹Kostroma State University named after N.A. Nekrasov, 156000; ²Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamhatsky)

Geomorphology and tectonics of the Central Kuriles

Средние Курилы являются наименее изученной частью Курильской островной дуги. Звено Средних Курил протягивается примерно на 180 км от пролива Крузенштерна до пролива Буссоль. По геологическому строению и геоморфологии звено не является однородным. По морфоструктурным особенностям здесь можно выделить 4 участка: о. Матуа – пролив Надежды, о. Расшуа – о-ва Ушишир, пролив Рикорда – пролив Дианы и район о. Симушир. Границы между этими участками условно можно провести по самой глубокой юго-западной части пролива Надежды, проливу Рикорда и несколько юго-западнее бухты Броутона на о. Симушир. Особенности сейсмоакустического изображения разреза, рисунок выявленных по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) разломов, относительное расположение вершинных поверхностей Большой Курильской гряды (БКГ) позволяют предполагать наличие на границе этих участков крупных разломных зон со сдвиговым характером смещений. Данные геомагнитных исследований подтверждают это предположение.

Ведущую роль в формировании современного рельефа Средних Курил играют тектонические процессы. При этом в современном рельефе дна моря находят отражение в основном движения по разломам, субпараллельным простиранию БКГ или проходящим под острым углом к этому направлению.

Вулканические процессы заметную роль играли лишь в пределах островов БКГ и на Охотоморском склоне к северо-западу от о. Кетой и северной оконечности о. Симушир (в пределах Северо-Симуширской подводной вулканической зоны). Подводные вулканы Средних Курил обычно приурочены к предполагаемым зонам сбросо-сдвигов или к оперяющим их разломам. Всего на Охотоморском склоне Курильской островной дуги в районе Средних Курил выявлено 17 подводных вулканов, причем 5 из них были обнаружены нами по данным комплексных вулканологических исследований.

Большая крутизна и значительная высота Охотоморских склонов БКГ, а также высокая сейсмичность региона способствуют формированию на склонах крупных структур отседания, развитию обвально-оползневых процессов. Крупные структуры отседания развиты в нижней и средней частях Охотоморского склона на всем его протяжении от о. Матуа до о. Кетой. Обвально-оползневые процессы наиболее развиты в пределах Северо-Симу-

ширской вулканической зоны и на океаническом склоне БКГ к востоку от островов Матуа и Расшуа. Можно предполагать, что активность оползневых процессов была наиболее высокой в позднем плейстоцене, когда в результате абразии при низком уровне океана на склоны поступало значительно большее, чем сейчас, количество осадочного материала. Но, по-видимому, крупные подводные оползни могут происходить здесь и в настоящее время, так как в этих районах обнаружено несколько крупных тел осадочных отложений, занимающих «висячее» положение на крутых склонах. Обрушение подобных тел может приводить к возникновению цунами.

Данные сейсмоакустических исследований позволяют предполагать, что в четвертичное время Средние Курилы испытали значительное опускание, от нескольких сотен метров до 1 км. Амплитуда погружения дна прилегающей части Курильской котловины могла быть еще большей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65102) и ДВО РАН (проект 06-3-А-08-326).

We have revealed that the tectonic processes are the main factor for the terrain formation within the Central Kuriles. The volcanic processes were the important factor only within the islands and on the slope of Sea of Okhotsk to the northwest from Ketoy island and the northern margin of Simushir island.

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

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
e-mail: urabr77777@ocean.ru)

Геомагнитная съемка в центральной части Каспия

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

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

Geomagnetic survey in the Caspian Sea Central part

В 2004 г. на НИС “Рифт“ были проведены геомагнитные градиентные измерения в составе комплексной экспедиции на Ялама-Самурском и Центральном поднятиях в центральной части Каспийского моря. Эти поднятия Среднего Каспия: считаются одними из наиболее перспективных районов для поисков месторождений углеводородного сырья. Морфология Среднего Каспия определяется крупной депрессией, ориентированной в направлении NW-SE и расположенной между Мангышлакским и Апшерон-Прибалханским порогами. Ялама-Самурское поднятие представляет собой сложное многокупольное образование. Поднятие Центральное представляет собой систему, состоящую из нескольких вершин, среди которых основное место занимает собственно Центральный свод. Полигоны Ялама-Самур и Центральное расположены в пределах зоны интенсивных положительных магнитных аномалий, называемых Дербентско-Красноводской зоной максимумов. В тектоническом плане она соответствует области сочленения Туранской плиты и Альпийского складчато-орогенного пояса. На этапе расчета аномального магнитного поля (АМП) выполнялось интегрирование курсового градиента с помощью интерполяции его зависимости от пройденного пути кубическим эрмитовым сплайном и аналитическим расчетом интеграла по коэффициентам этого сплайна. При расчете остаточных аномалий (свободных от влияния курсовой девиации и линейного тренда в поле) используется метод частотной фильтрации, основанный на том свойстве преобразования Фурье, что сдвигу функции по координатам соответствует поворот в спектральной плоскости. Погрешность магнитной съемки на полигоне Ялама-Самур без увязки галсов составила $\pm 12,67$ нТл. В результате проведенной обработки с использованием пакета программ, разработанных в лаборатории геомагнитных исследований ИОРАН, после увязки галсов погрешность съемки снизилась до $\pm 0,61$ нТл. Магнитное поле на площадке Ялама-Самурского участка носит очень спокойный характер с выраженным северным трендом, меняясь от 110 нТл на юге площадки до 135 нТл на севере. Общий характер полученного магнитного поля хорошо совпадает с выше представленной обзорной картой магнитного поля, построенной в основном по аэромагнитным съемкам. Однако более высокоточная морская градиентная съемка позволила уверенно выделить локальную аномалию субмеридионального простираения интенсивностью до 20 нТл и шириной приблизительно 1,5 км, что говорит о глубинном (сотни метров) залегании

источников аномалии. По приближенной оценке источники магнитной аномалии находятся на глубине около 600 м. Эта локальная магнитная аномалия уверенно отображается на карте изодинам аномального магнитного поля. При погрешности магнитной съемки равной $\pm 0,61$ нТл карта магнитного поля построена с сечением 2 нТл. При совместном рассмотрении карты аномального магнитного поля и временных разрезов непрерывного сейсмического профилирования (НСП) обнаружилось, что границы локальной аномалии и ее простираение совпадают с палеоуступом, отмечая палеограницу шельфовой террасы и соответствуют области аккумуляции терригенно-осадочного материала, в том числе и с повышенным содержанием магнитных минералов. Наиболее ярко эта область видна на карте остаточных аномалий магнитного поля. Погрешность магнитной съемки на полигоне Центральное без увязки галсов составила $\pm 9,77$ нТл. В результате проведенной обработки после увязки галсов погрешность съемки снизилась до $\pm 0,27$ нТл. Магнитное поле на площадке № 1 структуры Центральная носит очень спокойный характер, плавно меняясь от 40 нТл на юге площадки до 100 нТл на севере. На карте изодинам аномального магнитного поля можно наблюдать северо-восточный плавный тренд магнитного поля. При погрешности магнитной съемки равной $\pm 0,27$ нТл карта магнитного поля построена с сечением изодинам 1 нТл. Наиболее интересной представляется карта остаточных аномалий магнитного поля, где после исключения курсовой девиации и тренда, в центре полигона четко выделяется область отрицательного магнитного поля небольшой величины 2–3 нТл. Отрицательный экстремум магнитной аномалии почти соизмерим с размером полигона (5x5 км). Сама аномалия выходит за границы полигона. Исходя из этого, можно сделать предположение о глубинной природе источников аномалии, возможно, связанных с нижними горизонтами осадочного чехла. При сравнительном анализе карт гравиметрии, электроразведки и карты остаточных аномалий АМП видно, что контуры выделяемой структуры, считающейся перспективной для добычи нефти, хорошо друг с другом коррелируют на всех трех картах. А место выбора для бурения лежит в центральной области отрицательного магнитного поля. Магнитные измерения были также проведены на профиле, выполненном между обоими полигонами. Протяженность профиля около 95 км. Направление профиля с NE на SW по азимуту 223°. Этот профиль пересекает зону положительных аномалий, имеющую направление с SE на NW. Начало профиля, около 24 км, находится в отрицательной области АМП, и величина поля имеет относительно небольшую величину, около 40 нТл. Далее амплитуда АМП увеличивается до +200 нТл и при пересечении максимума плавно уменьшается до +100 нТл. На профиле был проведен расчет глубин до источников магнитных аномалий методом пространственно-частотного анализа поля. Для профиля в скользящем окне рассчитывался амплитудный спектр, который аппроксимировался в частотной области напряженным сплайном. По полученной аппроксимации вы-

числялась производная спектра в низкочастотной области, которая позволяет оценивать глубину до ближайшей особенности поля. Амплитудный спектр откладывался вдоль оси Y для середины каждого окна, в результате чего получалась так называемая спектрограмма, характеризующая поведение спектра поля вдоль профиля. В силу наибольшего затухания спектра поля по частоте вблизи особых точек на спектрограмме четко выделяются горизонтальные границы источников магнитных аномалий. Небольшое повышение поля на 50 нТл (по этим расчетам) вызвано разломом, который, по-видимому, ориентирован также в направлении SE-NW. Так же, по региональному профилю было выполнено решение линейной обратной задачи для многослойной модели, которая показала, что региональная аномалия, наблюдаемая по этому профилю, обусловлена крупным блоком земной коры шириной 35–40 км, верхняя кромка которого залегает на глубине около 5 км, а нижняя – на глубине приблизительно 18–20 км. Это, в целом, однородно намагниченное тело с эффективной намагниченностью около 0,3 А/м. В верхней части этого блока, на глубине около 5 км, выделяется область повышенных значений эффективной намагниченности со значениями 0,4–0,6 А/м. Мощность этого тела составляет около 2 км по краям и увеличивается до 3–4 км в центре, представляя собой в разрезе линзу с плоской верхней гранью и выгнутой нижней. В плане этот блок совпадает с поднятием фундамента и находится в квазилинейной области повышенных значений высот геоида, имеющей северо-западное простирание. Эти области являются проявлением современных глубинных разломных зон. К ним же приурочены известные здесь проявления грязевого вулканизма. Возможно, что выделенный при моделировании блок земной коры соответствует фрагменту Западно-Каспийской палеорифтогенной системы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 05-05-64320.

The analysis of magnetic survey conducted in a central part of the Caspian sea on Yalama-Samur and Central risings, and also on a profile between them is made. On Yalama-Samur rising the magnetic anomaly by value 20 nT is discovered, the borders by which one coincide with paleoscarp, marked NSP. On Central rising in a central part of polygon is founded an area of the negative magnetic field with value 2–3 нТл. This area is well correlated with areas, discharged on electrical exploration and gravimetry, and can be perspective for search of oil.

Ю.В. Брусилловский, А.Н. Иваненко

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: urabr77777@ocean.ru)

Магнитное поле подводного хребта Сакура

(Курильская котловина)

Yu.V. Brusilovsky, A.N. Ivanenko

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

Magnetic field of Sakura ridge (Kuril basin)

Курильская котловина Охотского моря относится к задуговым бассейнам. Толщина коры в её пределах составляет 8–10 км, из которых 4 км приходится на осадочный чехол.

Раскрытие Курильской котловины, как и всех задуговых бассейнов, предположительно связывают с формированием рифтов, следы которых выражены в резко расчленённом рельефе акустического фундамента. Высокие значения теплового потока, приуроченные к осевой зоне котловины, также явились основанием для предположения о наличии в центральной части котловины осевой зоны спрединга. Единственным отличием Курильской котловины от остальных задуговых бассейнов Тихого океана, является то, что пока не обнаружены ни линейные магнитные аномалии, ни рифтовые структуры.

Поднятие фундамента (подводный хребет Сакура), расположено в центральной части Курильской котловины и имеет северо-северо-западное простирание, расширяясь с юга на север. На вершине хребта глубина фундамента составляет порядка 5,2 км от уровня моря, и поверхность характеризуется наличием небольших выступов, предположительно вулканического происхождения. В настоящей работе авторами была предпринята попытка с помощью анализа магнитного поля, выяснить природу образования этого подводного хребта.

Авторами были использованы первичные материалы магнитных съемок, выполненных Тихоокеанским океанологическим институтом в 26 рейсе нис "Гагаринский" и в 34 рейсе нис "Академик Лаврентьев". После обработки этих материалов, и совместной увязки галсов, была построена карта аномального магнитного поля. Среднеквадратичная ошибка после совместной увязки составила 9,2 нТл.

После этого была выполнена серия трансформаций поля и расчет моделей с помощью комплекса программ «Сигма-3Д», разработки ГНПП «Аэрогеофизика» и с помощью интерактивной программы решения прямой задачи в 2,5-мерном варианте. Так же на этапе интерпретации, на всех галсах был выполнен расчет "особых" точек поля способом Страхова-Валяшко.

По результатам магнитной съемки и ее интерпретации можно сделать вывод о формировании и эволюции хребта Сакура на сформировавшейся коре субокеанического типа в результате серии трещинных излияний, при-

уроченных к разлому с-с-з простирания. Однородность магнитных свойств пород, слагающих основной массив хребта и их одинаковая – положительная полярность свидетельствуют о быстротечности формирования хребта в пределах одного периода магнитохронологической шкалы. Из анализа геометрии рельефа фундамента, морфологии магнитных аномалий, рассчитанных моделей и построенной по этим данным структурной схемы можно сделать вывод о формировании хребта вдоль разлома, раскрывающегося в южном направлении. При такой модели формирования, первоначальные борта разлома составят треугольник с вершиной, направленной в сторону раскрытия, а максимальная мощность, внедряемого магматического материала будет накапливаться вдоль оси раскрытия, что мы и наблюдаем по результатам моделирования. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 05-05-64320.

Basing on the data of detail marine geophysical survey over Sakura ridge carried out by Pacific Oceanological Institute in 1999 and 2004, the intensive study of magnetic anomalies and their geological sources are presented. We use the 2.5-D and 3-D modeling technique, various FFT-based 1-D and 2-D transformation of magnetic field combined with spatial-frequency analysis to reconstruct the features of inner ridge structures. Our main inference is that evolution of this ridge took place on suboceanic crust and was controlled by the propagating fault moving from N to S. Initial sides of fault form in plane triangle-like structure with apex oriented toward direction of fault opening. Relatively homogeneous magnetization of ridge bulk with slightly increasing values along its axe indicates that it formed as a result of mainly crack-like eruptions.

**А.А. Булычев¹, Д.А. Гилод¹, А.Н. Зайцев¹, Е.Ю. Куликов¹,
А.А. Шрейдер²**

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, E-mail: bul@geophys.geol.msu.ru;

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, E-mail: aschr@ocean.ru)

**Первые данные о геохронологии океанской литосферы
в области трансформного разлома Романш
(Экваториальная Атлантика)**

**A.A. Bulychev¹, D.A. Gilod¹, A.N. Zajtsev¹, E.Ju.Kulikov¹,
A.A. Schreider²**

¹M.V.Lomonosov Moscow state University, Geological faculty;

²Institute of oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow)

**The first data on ocean lithosphere geochronology
in the Romanche transform fault area (Equatorial Atlantic)**

Трансформный разлом Романш находится в экваториальной области, где угол магнитного наклона намагничивающего вектора земного магнитного поля T близок к нулю. Изучение магнитной неоднородности дна в таких условиях возможно только на основе трёхмерного восстановления параметров инверсионного магнитоактивного слоя по данным площадных магнитных исследований. Методика такого исследования была разработана авторами настоящей работы. С помощью этой методики составлены первые схемы геохронологии дна и оценена степень соответствия наблюдаемых и известных в литературе теоретических распределений скоростей спрединга на бортах трансформного разлома Романш в экваториальной Атлантике в пределах общеизвестного «белого пятна» на мировой карте линейных магнитных аномалий, а также впервые определены геодинамические параметры трансформации внутри этого разлома.

The first schemes of geochronology in the area of Romanche transform fault are made on the basis of three-dimensional restoration of inversion magnetic layer parameters according to the polygon magnetic field researches.

О.В. Веселов

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

Геотермический режим Охотоморского региона

O.V. Veselov

(Institute of Marine Geology & Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia).

Geothermic regime of the Okhotsk Sea region

К настоящему времени в пределах Охотского моря получено около 270 определений теплового потока (ТП). Распределение ТП в регионе в основном соответствует глубинному тепловому потоку, так как вводимые поправки находятся в пределах точности его определения, за исключением отдельных участков современных динамических процессов в верхней части осадочного чехла.

При анализе распределения ТП по структурным элементам использована карта структурного районирования осадочного чехла Охотского моря [1], а также схемы мощностей осадочных комплексов Охотоморского мегабассейна, составленные ГУП "Трест Дальморнефтегеофизика", СахНИПИморнефть, построенные по материалам региональных и площадных геолого-геофизических исследований, проведённых за последние два десятилетия методами сейсмическими (МОВ ОГТ, КМПВ), гравиразведки, посредством бурения.

При районировании ТП использовались данные его определения на островах Сахалин, Хоккайдо, Курильских, п-ова Камчатка, материалы по термокаратажу скважин на Охотоморском шельфе. При температурном моделировании применялись данные по массовым определениям коэффициента теплопроводности пород, отобранных из скважин на территории Сахалина, Курил, при драгировании и отборе колонок морских осадков, экспериментальные исследования природной радиоактивности и проводилась оценка доли радиогенного тепла в энергетическом балансе недр [2, 3, 4].

Выделим главные положения об особенностях природы ТП в Охотском море, типичные для дальневосточных окраинных морей.

1. Значения ТП и мощность кристаллической части земной коры (ЗК) региона связаны обратным соотношением. Области с сокращённой толщиной консолидированной части ЗК характеризуются повышенными и высокими значениями ТП и наоборот. Это свидетельствует о тепловой активности верхней мантии, термической деструкции ЗК и отчасти о её теплоизолирующем эффекте.

2. Основная доля приповерхностного ТП, фиксируемого в Охотоморском регионе, определяется верхней мантией. Для Южно-Охотской глубоководной впадины и ряда прогибов эта мантийная составляющая оценивается в 80–90%, для остальной части Охотского моря – 60–70%, тогда как для областей континентального обрамления мантийная доля ТП не превышает

как правило 40%. В целом, мантийные ТП Охотоморских прогибов и обрамляющих материковых окраин различаются в 3–4 раза.

3. Локальные аномалии ТП при их поперечных размерах в первые десятки километров обусловлены в основном: а) нерегулярностью форм рельефа поверхности морского дна или "контрастной" теплопроводностью нижних слоёв осадочного чехла относительно вмещающей толщи кристаллического фундамента, однако величина аномалии не превышает 25–30% от среднего значения для данной области; б) магматической деятельностью, когда амплитуда ТП в 2–3 раза превышает среднее для области значения, а источники подобных аномалий располагаются на глубинах не более 15–20 км, причём температуры в источниках дополнительного тепла близки к температурам плавления вмещающих пород.

Все эти особенности легли в основу построения карты ТП Охотоморского региона в изолиниях.

Получены качественные оценки средних значений ТП по структурным элементам с использованием графика зависимости ТП от мощности кристаллической части коры. На этой основе построена схема распределения ТП в северной, практически не изученной, части Охотоморского региона.

Прослеживается зависимость ТП от возраста и длительности последних этапов тектономагматической активизации (ТМА) геоструктур. Так, основная ТМА фундамента поднятий Центрально-Охотской системы происходила на границе мел-палеоген, а средние значения ТП равны 56 и 71 мВт/м². Первое значение характерно для платформ, испытавших активизацию на границе мела и палеогена, а второе – для платформ, активизированных в неоген. Импульсы ТМА, последовавшие в кайнозой, наиболее затронули периферийные части поднятий этой системы. В конце палеогена и в постмиоценовое время заложилась и активно развивались осадочные бассейны по окраине современного моря, приразломные грабены, активизировались вертикальные и горизонтальные движения при преимущественной деструкции кристаллической части коры на акваториальной части региона.

По нормальному распределению ТП, аппроксимирующему основной массив данных по альпидам, одна мода равна 63 ± 12 мВт/м², две другие равны 73 и 83 мВт/м² с такими же стандартными отклонениями. Геологические данные позволяют связать первое значение со структурными элементами, кристаллический фундамент которых испытал ТМА в начале палеогена. Другие средние значения ТП соответствуют структурам, фундамент которых подвергся активизации в неогене и квартере (курильская, штирийская, алеутская, аттическая, сахалинская фазы).

Итак, ТП Охотоморской плиты, не затронутой кайнозойской активизацией, характеризуется средним значением 53 ± 12 мВт/м². Активизация в палеогене приводит к возрастанию ТП_{ср.} до 63 мВт/м². Последующие циклы ТМА в неоген-четвертичное время создают ещё большее возрастание ТП, а массив данных можно разделить на несколько групп со средними значениями

ми 73, 83 и 97 мВт/м². Аномалии, связанные с молодой активизацией рассматриваемых тектоно-структурных элементов дальневосточных морей, имеют, как правило, два уровня – 24±2 и 33±3 мВт/м². Геологические данные позволяют утверждать, что одни зоны активизации возникли в эоцено-олигоцене (Байкальский, Кашеваровский, Северо-Охотские, Дерюгинские прогибы), часть из них продолжает существовать до плейстоцена. Другие зоны возникли в середине миоцена и позже (отдельные участки Дерюгинских и ТИНРО прогибов, поднятие Полевого и др.).

Моделирование на основе полиморфно-адвекционной гипотезы [5] позволяет оценить источники тепловых возмущений как зоны аномально высоких температур шириной до 50–100 км с глубинами кровли 10–65 км и подошвы 60–170 км. Первый тип характеризуется сравнительно длительным процессом активизации в течение 30–10 млн. лет и создает аномалии интенсивностью 24±2 мВт/м². Второй тип зон создается источниками типа с возрастом моложе 10 млн лет, а на современный ТП оказывает воздействие только их верхняя часть, формируя аномалии уровня 33±3 мВт/м².

В целом, следует вывод о термической эрозии низов коры Охотоморского региона, подъеме изотерм под прогибами, переработке "гранитно-метаморфического" слоя и тому подобных признаках, присущих рифтогенным структурам.

1. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.

2. *Веселов О.В., Волкова Н.А.* Радиоактивность горных пород Охотоморского региона // Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа. Владивосток, 1981. С. 51–70.

3. *Волкова Н.А., Веселов О.В., Кочергин А.А.* Теплопроводность горных пород Охотоморского региона // Там же. С. 44–50.

4. *Веселов О.В.* Структура теплового потока Охотоморского региона // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. Т. I. С. 107–129.

5. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.

Heat flow distribution in the Okhotsk Sea region was analysed. Its zoning was performed from the region morphological structures in relation to the evolution of the consolidated layer crustal thickness caused by cyclic tectono magmatic activation of the basement in the upper Cretaceous-Cenozoic period.

А.А. Гаврилов

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

**Разрывные нарушения как фактор морфогенеза
в береговых зонах (залив Петра Великого, Японское море)**

A.A. Gavrilov

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

**Faults systems as factor of the morphogenesis in coast zones
(Peter the Great Bay, the Sea of Japan)**

Влияние локальных разрывных нарушений на формирование берегов проявляется многообразно и зависит от многих причин:

1 – общего морфогенетического типа и истории геологического развития побережья; 2 – структурной позиции разлома и соотношения с другими дислокациями разного типа и ранга; 3 – морфологии, генетического типа и времени формирования, или активизации дизъюнктива; 4 – ориентировки, углов падения сместителей относительно береговой линии и волнового фронта; 5 – плотности тектонических трещин; 6 – параметров (мощность, протяженность) зоны и особенностей ее внутреннего строения (степень раскрытости, дезинтеграции пород и др.); 7 – физико-механических свойств пород, выполняющих и вмещающих зону разрывного нарушения; 8 – характера протекавших ранее в зоне разлома процессов (кливаж, будинаж, катаклаз, формирование линейных кор выветривания, глини трения и др.); 9 – степени обводненности зоны разрывного нарушения, участия в транзите подземных и поверхностных водных потоков.

Наиболее многочисленные абразионные формы коренных берегов континентальной и островной суши залива Петра Великого – это прибойные ниши, расщелины и гроты разных размеров. Их образование обусловлено селективной абразией дезинтегрированных, раздробленных и кливажированных пород, выполняющих многие зоны разрывных нарушений. При наличии ряда однотипных разрывов образуется серия параллельных протяженных отрицательных форм с различной степенью абразионной проработки. Во время штормов, при сильном ветре прибойные ниши заполняются турбулентными водными потоками, содержащими большое количество каменного материала разной размерности, который выполняет главную абразионную роль (эффект шаровой мельницы). При тихой погоде у основания прибойных ниш сохраняются небольшие валунно-галечные пляжи шириной первые метры. Представляется, что формирование многих приразломных прибойных ниш-расщелин началось еще во время атлантического оптимума в голоцене, 5–6 тыс. лет назад [1], когда уровень моря был выше современного примерно на 4–5 м. Проявление подобной трансгрессии подтверждается существованием на многих островах залива Петра Великого морских цо-

кольных и аккумулятивных террас, сложенных хорошо окатанным валунным и галечно-гравийным материалом и фиксирующих отчетливо выраженный террасовый уровень. Обрушение сводов и стен гротов в пределах обрывистых скальных берегов также во многом предопределено степенью дезинтеграции пород, высокой плотностью разрывных нарушений и тектонических трещин. Сходные по своей природе расщелины, гроты, ниши широко развиты на скальных мысах и в пределах клифов островов Русский, Рейнеке, Попова, Кротова и других. Интенсивность формирования подобных морфоскульптурных форм зависит от условий взаимодействия зоны разрывного нарушения, как геологического тела, и водных масс (положение относительно уровня моря, физико-механические свойства пород и др.). Наименее благоприятные условия для формирования ниш и расщелин возникают, когда плоскость сместителя ориентирована субпараллельно берегу, а угол его наклона к зеркалу воды стремится к развернутому.

С образованием и ростом подобных приразломных расщелин-ниш на скальных мысах связан общий механизм формирования абразионных останцов-кекуров. В зонах разломов, поперечных оси мыса, прибойные ниши, гроты формируются с обеих сторон, их рост и смыкание ведет к формированию отдельно стоящих скал. Наряду с абразией здесь широко проявлены процессы отседания, обрушения, оползание блоков по плоскостям сместителей, которые часто обводнены и служат зонами разгрузки метеорных вод. В конечном итоге, формируются надводная и подводная скальные гряды – рифы, состоящие из ряда в различной степени разрушенных блоков или глыб пород. Наличие кекуров и сопряженных с ними рифов – характерная черта многих скальных мысов островов и континентальной суши зал. Петра Великого.

Другой характер геоморфологических процессов наблюдается на побережье, где доминируют системы разломов, параллельные береговой линии. Высокая плотность разрывных нарушений, наличие зон дробления, истирания пород и обводненных линейных кор выветривания резко усиливают процессы гравитационного обрушения, смещения пород по склонам. Степень водонасыщенности разрывных структур определяется их параметрами, степенью проницаемости и геоморфологической позицией относительно основных водосборов побережья. Обводненность и общий наклон плоскостей сместителя в сторону акватории способствуют активному развитию оползневых форм. Благоприятные погодные факторы для усиления гравитационных процессов морфогенеза в береговой зоне – тайфуны и шторма. Длительные дожди резко повышают водонасыщенность зон разломов и пород, а во время сильных штормов удары волн обуславливают возникновение мелкоамплитудных колебаний и вибрацию толщ горных пород побережий. На западных обрывистых берегах Татарского пролива, где широко распространены покровы позднекайнозойских базальтоидов, происходит обрушение и отседание, крупных пластин горных пород, протяженностью до километра и более, при ширине многие десятки, первые сотни метров.

Ряд авторов (Г.Ф. Уфимцев, А.В. Олейников и др.) рассматривают подобные образования как сейсмообвалы. Относительно более мелкие сбросообвалы, которые, вероятнее всего, имеют гравитационную, или сейсмогенно-гравитационную природу, представляют собой типичные формы скальных обрывов островов и континентального побережья зал. Петра Великого. Поскольку наличие сети разломов создает общую макро- и микроблоковую структуру геологической среды процессы разрушения берегов идут скорее упорядоченно (фрактально), чем хаотично. При процессах обрушения и оползания поступление материала в зону абразии происходит в виде плитин или блоков в соответствии с рисунком параллельных (или субпараллельных) берегу дизъюнктивных дислокаций, обеспечивая последовательно-параллельное отступление береговой линии.

Гидрологическая и гидрогеологическая роль разрывных нарушений в формировании береговых форм рельефа также достаточна велика. Разрывные нарушения определяют заложение тальвегов ложбин стока и долин водотоков разного порядка надводных склонов и разгрузку метеорных вод, влияя на особенности взаимодействия абразионных и флювиальных процессов в береговой зоне. Контролируя как наземный, так и подземный сток зоны разрывных нарушений обеспечивают комбинированное действие флювиальных, гравитационных и абразионных факторов при образовании расщелин, ниш и гротов скальных берегов. Высокая проницаемость зон разломов с постоянным протоком метеорных вод и периодическим (сезонным и межсезонным) образованием и таянием льда создают благоприятные условия для проявления в пределах тектонических трещин берегов процессов физического и химического разрушения пород, формирования линейных кор выветривания и последующей селективной денудации. Продукты дезинтеграции и выветривания горных пород удаляются более быстро при участии флювиальных, гравитационных и абразионных процессов, взаимодействие которых (с учетом анизотропии свойств субстрата) и обуславливает все многообразие экзогенных форм рельефа скальных берегов.

Разрывные нарушения способствуют формированию не только абразионных и эрозионных, но и аккумулятивных береговых форм рельефа. Если в зоне разрывного нарушения активно проявлялись процессы кливажирования, дробления и дезинтеграции пород, то в приразломных ложбинах стока и расщелинах береговых обрывов формируются многочисленные осыпи и каменные потоки-курумы, сложенные щебнем, дресвой и супесью, а у подножья скальных обрывов и склонов возникают конусы выноса. В процессе последующей волновой переработки коллювиальных отложений на берегу формируются небольшие пляжи.

1. *Короткий А.М.* Колебания уровня Японского моря и ландшафты прибрежной зоны (этапы развития и тенденции) // Вестник ДВО РАН 1994. № 3. С. 29–42.

The influence of local fracture dislocations on the processes of morphogenesis in coast zone is extremely great, it is manifested differently and it depends on the characteristics of the same fracture systems (the orientation, structure, parameters of zones, material content, etc.), properties of geological environment and hydrodynamic, hydrogeological and geomorphological conditions.

А.А. Гаврилов

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

Связь береговых зон Японского моря с планетарными и региональными разломами

A.A. Gavrilov

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

The relationship of the Sea of Japan coast zones with the global and regional faults

Разрывным нарушениям принадлежит определяющая роль в контроле магматизма, явлений рифто- и орогенеза, формировании общей блоковой делимости твёрдой оболочки Земли, гравитационном перемещении масс горных пород (оползни, обвалы и др.) и реализации многих других геологических и геоморфологических процессов. Представляя собой специфические геологические тела и системы дислокаций, возникающие на стыке дифференцированно развивающихся структурных элементов литосферы, разрывные нарушения разного порядка особенно широко развиты в буферных зонах, в частности в зонах перехода от континентов к океанам.

В связи с этим, особый интерес представляют исследования, направленные на изучение граничных и сквозных разломов типа «суша-море» и «море суша», которые можно рассматривать в качестве структурных реперов для оценки амплитуд блоковых подвижек и определения возможных механизмов формирования окраинных морей Востока Азии [1]. Необходимость активизации этих исследований обусловлена, прежде всего, появлением огромного массива данных дистанционного зондирования из космоса, позволяющих решать целый комплекс вопросов по выявлению, идентификации и исследованию глобальной, региональной и локальных сетей разрывных нарушений.

Сравнительный анализ систем разрывных нарушений Приморья, Сахалина, Кореи, группы Японских островов был направлен на оценку степени различия и подобия структурных планов и особенностей разрядки древних полей напряжения различных участков побережий Японского моря. Исходные данные получены в результате дешифрирования черно-белых космических снимков масштаба 1–1,5 млн и обработки информации геологических

карт и геофизических схем разного масштаба. Количество сопоставляемых линеаментов разного порядка в пределах сопоставляемых районов варьировало от многих десятков до первых сотен. В соответствии с полученными данными коэффициенты парной корреляции (КПК) линеаментов, сопоставляемых с системами разрывных нарушений острова Хонсю с окружающими Японское море островами и участками континента равны с о. Сикоку – 0,54, Кюсю – 0,36, Корейского п-ова – 0,39, Приморья – 0,41. Это свидетельствует о принципиальном сходстве полей напряжений и условий их разрядки при активизации и формировании сети разрывных нарушений континентальной и островной суши Япономорского региона по меньшей мере в кайнозойе. В то же время, обращают на себя внимание резко различная ориентировка систем разломов островов Хонсю и Хокайдо (КПК = 0,07) и несоответствие роз-диаграмм разрывных нарушений таких территорий, как о. Хонсю и Нижнее Приамурье (КПК = -0,31), о. Хонсю и о. Сахалин (КПК = -0,11). Основная причина этих различий – существование крупных планетарных и региональных зон разломов, определяющих доминирование соответствующих ориентировок сопряженных локальных систем дизъюнктивов.

Северо-восточные границы Японского архипелага и Япономорской котловины связаны с серией глубинных меридиональных разломов Идзу-Бонинской (Немпо-Сахалинской) систем. Региональные меридиональные разломы острова Сахалин, центральной части о. Хокайдо, северо-восточных районов о. Хонсю, океанического хребта Немпо представляют звенья этого глобального линеамента. Восточная и юго-восточная окраины Япономорской котловины сопряжены с региональными разрывными нарушениями, которые представляют фрагменты Рюк.ю – Курильского трансрегионального линеамента северо-восточного простираения. В пределах северо-западного побережья п-ова Корея геолого-геоморфологическими исследованиями установлен ряд крупных ступенчатых сбросов северо-западного простираения. Данные дешифрирования КС свидетельствуют о широком развитии на востоке Корейского полуострова и островах Хонсю и Сикоку сквозных субпараллельных разрывных нарушений Аз. пр. 345°. Предполагается, что эти дизъюнктивные дислокации представляют собой структурное продолжение магмоконтролирующих разломов океанического хребта Кюсю-Палау. Тектоническая предопределенность береговых линий характерна и для западного континентального побережья Японского моря. Трансрегиональные разломы меридионального (Западно-Приморский, Аскольдский), субширотного (Посьетский, Славянский и др.) и северо-восточного (Уссурийский, Прибрежный и др.) простираений обуславливают все особенности конфигурации береговой линии западной и северо-западной частей Японского моря. Некоторые из трансрегиональных разломов являются сквозными для Япономорской котловины, претерпевая лишь относительно небольшую трансформацию. Сравнительный анализ простираений субширотных дизъюнктивных систем юга Корейского полуострова и острова Хонсю показывает, что

суммарные амплитуды относительных горизонтальных перемещений на юге Япономорского региона не превышали 150 км.

Представления о тектонической природе береговых линий и геоблокной природе Япономорской впадины, не противоречат данным о формировании кольцевого рифта вокруг возвышенности Ямато и об участии плюмовых процессов в преобразовании первично континентальной коры этого участка зоны перехода от Евразии к Тихому океану.

Выводы.

1. Береговые линии Японского моря контролируются фрагментами планетарных и региональных разрывных нарушений, с которыми соотносятся границы дифференцированно развивающихся блоков и протяженные гипсометрические уступы континентального склона в зоне перехода от южно-приморского участка окраины Евразийского континента к Япономорской впадине.

2. В основе формирования спрямленных береговых линий лежит комплекс морфотектонических, литоморфных и гидродинамических факторов. На региональном уровне основную роль играют макро- и микроблоковое строение зоны перехода, высокая плотность сети разрывных нарушений, геодинамическая специфика развития морских впадин и других областей деструкции. Локальные процессы выравнивания берегов связаны, прежде всего, со степенью структурно-вещественной однородности геологической среды (статические, геодинамические и ретроспективные системы) и общей направленностью процессов абразии, стремящихся к нивелированию береговых линий.

3. Системы разрывных нарушений являются важнейшими элементами береговых геологических и геоморфологических систем, что необходимо учитывать как при анализе теоретических проблем мофогенеза, так и при решении практических задач освоения побережий.

1. *Гаврилов А.А.* Геоморфологические и морфотектонические исследования в ТОИ // Вестник ДВО РАН. № 2. С. 100–107.

The coastlines of the Sea of Japan are controlled by the fragments of global and regional fracture dislocations zones, with which the boundaries of the differentially developing blocks and the extensive hypsometric ledges in the transition zone from the Southern-Primorye section of the margin of Eurasian continent to the Sea of Japan basin are correlated.

Н.В. Гончарова, А.О. Корж

(Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Калининград, e-mail: natte@inbox.ru)

**К вопросу о водообмене в условиях сложного рельефа
Горла Белого моря**

N.V. Goncharova, A.O. Korzh

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

**Water exchange between White and Barents seas in conditions
of a complex relief**

Белое море принято делить на три части: Воронку, которая простирается от границы с Баренцевым морем до линии м. Поной – м. Воронов; наибольший по размерам Бассейн, границей которого принята линия между поселком Тетрино и м. Зимнегорский, с вдающимися в его берега Двинским, Онежским и Кандалакшским заливами; и Горло, соединяющее Воронку с Бассейном. Оно представляет собой пролив длиной 170 км и шириной от 45 до 55 км.

Абразионные и эрозионно-аккумулятивные равнины Горла осложнены одиночными аккумулятивными формами юго-западного простирания шириной до 1,5 км и параллельными им эрозионными ложбинами и промоинами, создающими грядовой рельеф, происхождение которого наряду с волнением определяется в значительной степени работой приливно-отливных течений. На выходе из Горла в Бассейн расположена группа эрозионных останцов. Серии эрозионных форм, протягивающихся вдоль Терского берега, заложены в депрессиях тектонического происхождения. Таким образом, в формировании рельефа Горла Белого моря сыграли роль тектонические процессы, покровное оледенение, оставившее значительные следы как аккумулятивного, так и экзарационного генезиса, но на современном этапе основную роль играют морские процессы. В результате сочетания природных условий в северной части Белого моря этот регион является одним из наиболее динамичных шельфовых районов с точки зрения процессов перераспределения осадочного материала волнами и течениями. Воронка Белого моря по плотности приливной энергии не уступает заливу Фанди (высота приливов до 10 м), а наличие существенного градиента потока энергии по направлению к Горлу и Бассейну приводит к заметному перемещению придонных осадков и формированию у юго-западной окраины Горла дельты приливного типа. Возможно, дополнительным энергетическим источником для такого перемещения наносов служили плотностные течения в придонном слое, а также преобладающее воздействие сильных штормов со стороны Баренцева моря.

При описании рельефа Горла была использована подробная батиметрическая карта Белого моря масштаба 1:250000 с сечением рельефа 10 м, со-

ставленная в АО ИОРАН (Гончарова, Ражева, 2006) и геоморфологическая схема масштаба 1:750000 (Сафьянов, Соловьева, 2005).

Для оценки гидрофизической ситуации были использованы данные с периодичностью 1 год, полученные с борта НИС "Профессор Штокман" в августе 2002–2006 гг. и с борта НИС «Академик М. Келдыш» – в 2007 г. в рамках комплексных океанологических экспедиций под руководством академика РАН А.П. Лисицина, проведением гидрофизических исследований руководил дфмн В.Т. Пака.

Гидрологические поля и динамика вод проанализированы по данным зондирований буксируемого сканирующего комплекса на базе CTD зонда и мультипараметрического зонда FSI (температура, электропроводность, давление, рН, мутность, флюоресценция, кислород). Начиная с 2003 г. стали использоваться данные оптических датчиков флюоресценции и мутности, а с 2006 г. – доплеровского акустического профилографа скорости течения ADCP.

Проведенные гидрофизические исследования как подтвердили, так и опровергли ряд общеизвестных фактов о динамике вод в Горле Белого моря.

Известно, что в Горле на поверхности ярко выражено Беломорское сточное течение, прослеживающееся на карте в виде извилистого потока, который вначале перемещается на северо-восток от м. Зимнегорского до м. Инцы, а затем поворачивает на север и выходит к Баренцеву морю. В глубинных и придонных слоях основное место занимает компенсационное Баренцевоморское течение, занимающее в Горле почти половину живого сечения и идущее на юго-запад.

Новые измерения подтверждают существование перманентного гидрологического фронта в районе контакта вод Горла и Бассейна («фронт Горла») и демонстрируют сложность структуры и динамики обширной фронтальной зоны; в частности, имеются свидетельства прохождения через эту зону вод, вовлеченных в отливное течение по восточной части Горла, не разрушающих основные особенности перманентного гидрологического фронта (В.Пака, 2006).

Считается, что скорость приливного течения в Горле не претерпевает существенных изменений с глубиной. Однако измерения показали, что хотя как в отлив, так и в прилив течение почти однородно по направлению с глубиной, но скорость течения с глубиной меняется в несколько раз. Ранее сообщалось, что скорости квазипостоянных течений в главных струях сточного течения имеют порядок 15–20 см/с, компенсационное Баренцевоморское течение имеет в Горле скорости порядка 10 см/с. В ходе измерений в Горле наблюдались скорости 0,8–1,0 м/с в поверхностных слоях, 0,3–0,4 м/с у дна. Над эрозионной ложбиной у Зимнего берега глубиной более 150 м было обнаружено мощное узкое струйное течение, «занырнувшее» вниз и формирующее восходящий поток, по-видимому, являющееся причиной интенсивного воздействия на дно и переноса в верхнюю толщу моря взмученных донных осадков, создающих большое облако усиленного акустического

рассеяния. Поперечный размер ядра струи, где скорости течения превышают 0,5 м/с – 1,5 км при поперечном размере ложбины на горизонте ядра струи – 3,3 км.

В Горле формируется собственная водная масса, которая вовлекается в приливы и поступает в Бассейн теми или иными, недостаточно изученными путями; в теплый сезон эти воды, попадая в Бассейн, не погружаются глубже 60 м; представляется важным проследить годовой цикл свойств и перераспределения этого залива (В.Пака, 2006).

Таким образом, процессы формирования рельефа дна и водообмена между Белым и Баренцевым морями сильно взаимосвязаны и еще недостаточно изучены. Схема течений Тиманова не выдерживает критики при проведении натурных измерений, необходимы дополнительные исследования для понимания системы механизмов водообмена.

In the work the interrelation of a relief of the Gorlo area of the White sea and processes of water exchange in passage is considered, discrepancy between the measurements given and accepted schemes of currents is marked, are found out new local mechanisms of water exchange.

Н.В. Гончарова, Г.П. Ромахова

(Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Калининград, e-mail: natte@inbox.ru)

**О связи рельефообразующих факторов Балтийского
и Белого морей**

N.V. Goncharova, G.P. Romahova

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

About connection between relief of the Baltic and White seas

Балтийское и Белое моря тесно связаны исторически. Между ними очень много как сходств, так и различий. Оба моря являются внутренними шельфовыми морями северо-запада России, но площадь Белого моря почти в пять раз меньше. Водообмен обеих акваторий ограничен в связи с внутриконтинентальным положением, поэтому большую роль играет сток рек, приток и отток вод из сопредельных морей – Северного и Баренцева. При этом Балтика практически бесприливна, тогда как величина приливов в Белом море достигает 10 м в северной его части. Балтийское море распреснено, соленость вод Белого моря в несколько раз выше, однако исследователи отмечают общие закономерности изменчивости гидрометеорологического режима, находящегося под влиянием атмосферных процессов Арктики и Атлантики.

В формировании конфигурации побережья и основных черт донного рельефа морей отчетливо прослеживается геоструктурная предопределенность, связанная прежде всего с пограничным положением морей на стыке двух мегаструктур Восточно-Европейской платформы – Русской плиты и Балтийского щита. Оформление впадин морей в современном виде связано с активизацией неоген-четвертичных тектонических движений, которые суммируются в новейшее время с гляциоизостатическими, вызванными покровными оледенениями как Беломорского, так и Балтийского регионов.

Известно, что Балтийское море в своем развитии проходило стадии открытия и закрытия проливов: Балтийское Ледниковое озеро, Иольдиевое море, Анциловое озеро, Литориновое море, сопровождавшиеся изменением уровня воды и береговой линии. В Белом море также были обнаружены подводные абразионные террасы, выработанные в дочетвертичных породах, в рыхлых ледниковых и водно-ледниковых осадках.

Невозможно не отметить сходство сильнорасчлененного рельефа Северной Балтики и Кандалакшского залива Белого моря, для которых характерны максимальные глубины, приуроченные к впадинам тектонического происхождения; выположенного рельефа с высокой мощностью четвертичных отложений Центральной Балтики и Двинского залива. Особую роль в истории морей играет Слупский желоб и Горло Белого моря, которые в свое время изолировали бассейны, а в современный период способствовали формированию аккумулятивных форм рельефа – обширных конусов выноса.

Целью данной работы является палеорекострукция изменений рельефа дна как фактора седиментации в отдельных районах Балтийского и Белого морей с использованием методов непрерывного сейсмоакустического профилирования.

В последнее время в сочетании с традиционными способами изучения истории развития Балтийского моря широкое применение в палеогеографических реконструкциях получают методы непрерывного сейсмоакустического профилирования. По сейсмоакустическим записям можно получить информацию о палеорельефе, скоростях седиментации и гидродинамических условиях в придонном слое при сопоставлении сейсмозаписей с колонками расчлененных осадков.

В основу исследований легли материалы рейсов НИС «Академик Сергей Вавилов» и «Профессор Штокман», полученные параметрическим эхолотом «ATLAS PARASOUND», профилографом и эхолотом «ELAC» в разных районах Балтийского и Белого морей.

На качество записей существенно влияют скорость движения судна, крутизна склона, выбранный диапазон, настройки мощности сигнала, режима (Pag/NBS), а также яркость печати. Наилучшие профили были получены при движении судна около 5 миль/час, на склонах небольшой крутизны, в местах значительной мощности и хорошей слоистости рыхлой осадочной толщи. В параметрическом режиме проникновение акустического сигнала низкой частоты в толщу дна происходило до 100 м. Эхосигнал регистрировался на экране эхоскопа и на бумаге самописца. Для интерпретации полученных данных сейсмоакустические записи сопоставлялись с геологическими колонками донных осадков. Строились палеобатиметрические профили.

Анализ сейсмоакустических данных позволяет рассматривать седиментацию в Балтийском море не как процесс медленного осаждения «частица за частицей» на наклонную поверхность дна, а как постепенное заполнение небольших по площади впадин и неотложение на возвышенностях на начальных этапах развития моря. Крупные седиментационные бассейны первоначально распадаются на множество небольших впадин, унаследованных от моренного и доморенного рельефа, затем происходит постепенное выравнивание дна, и небольшие бассейны соединяются. В настоящее время рельеф впадин Балтийского моря и центральной части Белого моря представляет собой выровненную поверхность, тогда как в позднем плейстоцене степень расчлененности рельефа была значительно выше. Относительные превышения отдельных участков Балтийского моря за 13 000 лет уменьшены на порядок (например, с 15 м до 1,5 м). Понижения в палеорельефе слабо выражены или не выражены вовсе. Иногда наблюдается инверсионный рельеф, т.е. на месте понижений со временем возникали возвышенности.

Таким образом, на первых этапах развития Балтики микро- и мезорельеф был одним из ведущих факторов, определяющих условия седиментации, наряду с гляциоизостатическим эффектом, гидродинамическими процесса-

ми и расположением источников терригенного осадочного материала. Следует отметить, что в истории развития Балтийского моря не только соленость, температура, уровень моря, очертания берегов, но и рельеф претерпел значительные изменения.

В дальнейшем планируется использовать представленные данные и подходы для анализа сейсмозаписей дна Белого моря, так как на настоящий момент выделение отдельных стадий развития моря, привязка палео профилей к геологическому времени по записям профилографа невозможны в связи с отсутствием данных колонок расчлененных осадков.

In work similarities and distinctions of the Baltic and White seas, the general features of a relief and palereconstructions of changes of a bottom relief in separate areas of the Baltic and White seas with use of methods of continuous seismic acoustic profiling are considered.

Как показывает анализ результатов съемок, на карте изодинам аномального магнитного поля (АМП) исследуемого района отчетливо отображается северо-западное простирание аномальных зон, – субпараллельное береговой линии Кольского полуострова. Наиболее отчетливо оно видно на карте остаточных аномалий АМП, построенной по результатам градиентной магнитной съемки 2000–2001 гг. При этом в восточной части полигона выявляется не установленная ранее аэромагнитными съемками узкая линейная полоса интенсивных положительных аномалий с амплитудой до 500 нТл, окаймленная симметричными отрицательными аномалиями, напоминающая типичную магнитную аномалию над океаническими рифтовыми зонами. В западной части региона, к северо-востоку от полуострова Рыбачий, она распадается на отдельные фрагменты, рассеченные и смещенные наложенными ортогональными разломами северо-восточного простирания. Сопоставление этих данных с материалами геомагнитной съемки Белого моря показывает, что эта аномальная зона субпараллельна линейной аномальной зоне Беломорского рифта.

Совместный анализ карты аномального магнитного поля с картой аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе по данным альтиметрических измерений с ИСЗ, свидетельствует о том, что в обоих районах линейным зонам положительных магнитных аномалий соответствуют линейные зоны отрицательных аномалий силы тяжести. По-видимому, в структуре магнитного и гравитационного полей отображаются, прежде всего, рифейско-вендские рифтовые структуры, осложненные деструкцией коры, связанной с образованием позднепалеозойской рифтогенной структуры Баренцево-Северокарского Мегапрогиба. При его заложении заметную роль играли движения по серии ортогональных разломов северо-восточного направления.

По полученным данным были проведены трансформация аномального поля в верхнее полупространство, а также расчеты глубин до источников магнитных аномалий методом пространственно-частотного анализа поля и выделения особых точек. Эти расчеты подтверждают сложное блоковое строение магнитного фундамента. Рассчитанные особые точки соответствуют границам тектонических блоков, горизонтальные размеры которых меняются от 2 до 20 км. Глубина источников магнитных аномалий находится в пределах 4–8 км. При пересчете аномального поля вверх общее северо-западное простирание линейной мегаструктуры сохраняется. На этом фоне в пределах изученного региона отчетливо выделяются изометрические локальные положительные магнитные аномалии, по-видимому, связанные с долеритовыми интрузивами и соответствующими им зонами магнетитовой и пирротиновой минерализации.

Таким образом, геомагнитное изучение дна южной части Баренцева моря указывает на его сложное многоярусное геолого-тектоническое строение с преобладанием рифейско-вендских унаследованных рифтогенных структур глубинного заложения.

Исследование проведено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта 05-05-64320.

Geomagnetic investigation of Southern Barents Sea bottom points on its complicated many-tier geologic-tectonic structure in which two disjunctive structures prevail: Riphean-Vendian inherited rift structures with north-west strike and orthogonal system of superposed faults of north-eastern direction transforming them.

Р.Х. Греку, Т.Р. Греку

(Институт геологических наук НАН Украины, Киев, e-mail: satmar@svitonline.com)

Вертикальный разрез структуры срединно-океанических хребтов вдоль пограничной зоны Антарктической литосферной плиты

R.Kh. Greku, T.R. Greku

(Institute of Geological Sciences, Ukraine)

The vertical cross-section of the mid-ocean ridges along the Antarctic Plate's boundary zone

Моделирование глубинного строения Земли по границе Антарктической плиты вдоль спрединговых срединно-океанических хребтов с использованием метода гравиметрической томографии и координат цифрового массива RB2002 из работы [1] представлено в докладе. Профили донной топографии, гравитационных аномалий в свободном воздухе и графики спрединговой скорости хребта дополняют 3Д модель распределения плотностных неоднородностей. Пространственное разрешение модели составляет 60 км.

Два плюма с максимальными глубинами 2800 км доминируют в мантии. Менее плотные разогретые массы поднимаются и на глубине 200 км разделяются на три ветви в районах Австралийско-Антарктического Несогласия, моря Росса и плиты Наска. Наблюдается проникновение отдельных разуплотненных каплевидных образований в глубины более холодной литосферы и океанической коры.

Уплотненные массы нисходящего плюма как корневые части хребтов погружаются подобно субдукционным слэбам до глубин 60 и 280 км, аккумуляруются и местами проваливаются до 2000 км.

Рассмотрено также строение и геодинамические особенности на поперечных разрезах к пограничным хребтам.

1. *Bird P.* An updated digital model of plate boundaries // *An Electronic J. of the Earth Sci.* 2003. Vol. 4. N 3. 14 March 2003. doi:10.1029/2001GC000252.

3D vertical structure with the gravimetric tomography data over more than 40,000 km along the Antarctic Plate's boundary is shown. Features of interaction between the Antarctic Plate and segments of five other large plates (Africa, Australia, Nazca, Pacific, South America) and five small plates (Shetland, Scotia, Sandwich, Somalia, Juan Fernandez) are observed.

Губенков В.В.

(ГНЦ ФГУП «Южморгеология», Геленджик, e-mail: ocean@ymg.ru)

**Современные эрозионно-аккумулятивные процессы
в абиссали восточной части Черного моря**

V.V.Gubenkov

(SSC FSUGE “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik)

**Modern erosion-accumulative processes in abyssal
of the east part Black Sea**

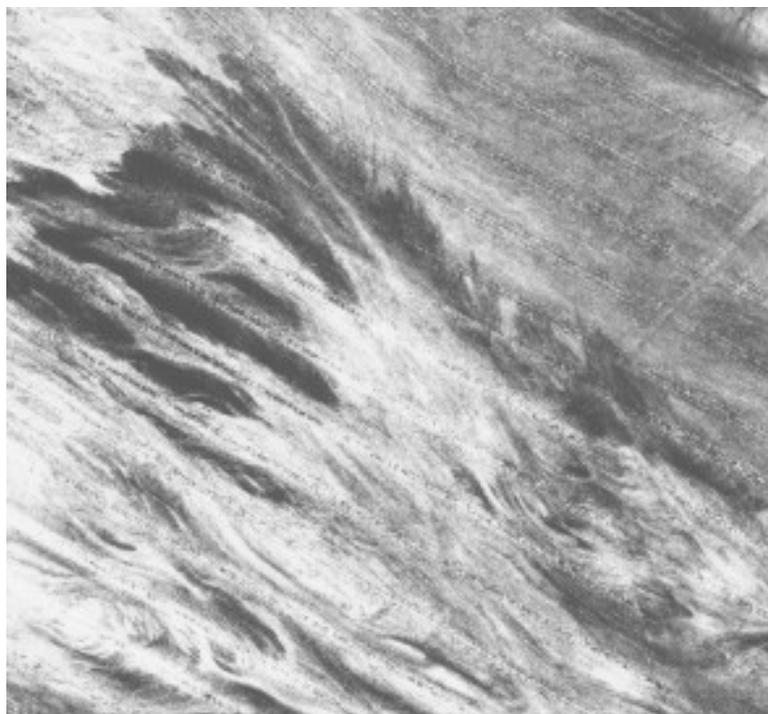


Рис. Фрагмент монтажа сонограмм глубоководной части Черного моря

На сонографической картинке монтажа профилей, полученной с помощью многолучевого эхолота SIMRAD EM-12 на НИС «Геленджик», в абиссальной части российского сектора Черного моря отчетливо виден неоднородный характер отраженного акустического сигнала. Если в присклоновой зоне (верхний правый угол) виден почти равномерный серый фон, то на большей части представленного участка площадью 6230 км² представлены белые тона, перемежающиеся с серыми и темными зонами до почти черных зон на периферии

этой области, которая занимает значительную площадь абиссали восточной части Черного моря. По нашим оценкам 23100 км² абиссальной части дна российской экономической зоны подвержены этому явлению.

Анализируя струйчато-перистый характер рисунка этих образований в средних частях, веерообразный – в периферийных и утыкание их в каньоны, был сделан вывод, что такая макротекстурность дна связана с литодинамическими потоками рек Кавказа. Светлые зоны – это участки аккумуляции пелитовых отложений. Этот факт хорошо отражен в северной части представленного фрагмента, где на темном фоне видна относительно узкая (в широких местах более 200 м, в узких менее 100 м) белая струйка с видимой протяженностью около 26 км. Она была проинтерпретирована как осевая часть эрозионного вреза, где взмученные осадки турбидитного потока откладывались уже из придонного водного слоя, тогда как осадки самого литодинамического потока откладывались по периферии от вреза, формируя акустически «жесткие» (темные) поверхности. На примере этой лопасти, отметим, максимальное распространение таких отложений до 6 км в одну сторону от оси вреза, вероятно, в точке врезания потока, так как далее по направлению темная зона сужается в 4 раза.

Подтверждением тому, что отложения являются продуктом выноса речного стока, есть факты обнаружения в верхней части осадка фрагментов веточек деревьев и даже листьев. Можно предположить, что мощный речной поток может сформироваться в двух случаях: весной – в период таяния снежного покрова и летом – в период продолжительных ливневых дождей.

Изучение характера струйчатости в левой нижней части фрагмента, где белые полосы огибают кольцевую структуру, позволило в то время выделить ее как купол газового вспучивания(?) диаметром около 3 км. Имеющиеся старые геофизические материалы не пересекали эту структуру, также не был выполнен пробоотбор в рамках полевых работ, так как обнаружение структуры произошло в камеральный период. В последующие годы дальнейшие исследования нашими геологами из подразделения «Южморгеоэко» позволили геологически охарактеризовать эту структуру как грязевой вулкан и первооткрывателю дано было право назвать его «Ставрополь».

Наличие эрозионных ложбин-врезов было подтверждено материалами, любезно предоставленными С.Н. Хреновым, которые были получены в последующие годы с помощью придонного многолучевого эхолота при прокладке трассы газопровода «Голубой поток». Непосредственно по трассе глубина врезов варьировала от 2 до 6 м при ширине от 80 до 160 м. Наличие постепенного изменения глубины позволяют их назвать ложбинами, но встречались отрезки с асимметричными бортами: если северная стенка была более крутая, то южная стенка была пологая и наоборот, т.е. прямая аналогия с бурными течениями горных рек в пределах террас. Несомненно, что на периферии потоков глубина врезов уменьшается вплоть до выполаживания, а ближе к каньонам увеличивается от вышеприведенной цифры.

Сопоставляя направление струйчатости, их взаимное расположение, то можно выделить области и их процентное соотношение площадей в абиссальной части российского сектора Черного моря. Самая южная часть отнесена к юго-восточным источникам сноса, и она занимает максимальную площадь – 38%. Отсутствие полной картины не позволяет нам соотнести их с определенными каньонами континентального склона. 16 % площади покрыты турбидитными отложениями объединенного каньона Мзымты, Псоу и Бзити; к каньону Шахе отнесены 9 %. Небольшие реки от Сочи до Новороссийска имеют небольшие площади (суммарно 6%) узких литодинамических потоков, которые по нормали к берегу устремляются в глубоководную зону. Эти потоки являются разделяющими для утыкающихся в них южных потоков с северо-западным направлением и северных, у которых каналы и каньоны в склоновой части направлены на юго-восток. Область сочленения потоков занимает 11% площади. Формирующийся новый конус Анапского каньона и его литодинамические потоки занимают почти 13%. Их общая ширина (около 45 км) сопоставима с потоками объединенного каньона Мзымты, Псоу и Бзити и с видимой частью юго-восточных источников сноса Черноморья. Каналы, пересекающие объединенный конус выноса Дона и Кубани, поставляют осадки к его подножью, где самый северный литодинамический поток (7%) вместе с анапским устремляются на юго-запад.

The sediment transport of the rivers Caucasus Mountains cuts canyons on continental slope and forms erosion-accumulative geomorphology bottom of the deep-water part Black Sea.

Н.И. Гуревич¹, С.А. Меркурьев²

(¹Геологический институт РАН, Москва, e-mail: n.gur@mail.ru;

²СПбФИЗМИРАН, Санкт-Петербург, e-mail: SAM@ns1480.spb.edu)

**Эволюция северной части Амеразийского бассейна,
СЛО, по геофизическим данным**

N.I. Gurevich¹, S.A. Merkouriev²

(¹Institute of Geology RAS, Moscow; ²SPbF IZMIRAN, St. Petersburg)

**Evolution of the Amerasia Basin' north part, the Arctic Ocean,
on the basis of geophysical data**

Район исследований включает котловины Подводников, Макарова, северную часть Канадской котловины и хребет Альфа. Чтобы определить типы коры и эволюцию этой обширной части Амеразийского бассейна, использованы следующие материалы: совместный российско-американский грид магнитных аномалий, гриды международных проектов: батиметрический IBСАО v.1 и гравитационных аномалий Arctic Gravity Project, сейсмическая скоростная структура коры вдоль российского геотраверса «Острова Де Лонга – котловина Макарова», результаты интерпретации предшествующих сейсмических исследований.

Сопоставление скоростной сейсмической структуры коры перечисленных областей со структурами «нормальной» и «аномальной» океанической коры и коры фрагментов континентальной коры в океанах показало: котловина Макарова и южная часть котловины Подводников подстилаются «нормальной» океанической корой; кора северной части котловины Подводников, поднятия фундамента Арлис, осложняющего дно котловины Подводников, и хребта Альфа представляет собой «аномальную» океаническую кору, то есть океаническую кору, которая подверглась внутриплитовой вулканотектонической активизации.

Переход от континентальной коры шельфа Восточно-Сибирского моря к океанической коре котловины Подводников определяется по резкому подъему границы Мохо и по краевой гравитационной аномалии. Краевая гравитационная аномалия также показывает переход от континентальной коры Канадского Арктического архипелага к океанической коре Канадской котловины и хребта Альфа.

Океанический тип коры всей рассматриваемой акватории подтверждается обнаружением в ее пределах спрединговых магнитных аномалий.

До сих пор существует мнение о неупорядоченном характере магнитных аномалий Амеразийского бассейна. Именно такое впечатление создает цветная теневая карта магнитных аномалий, основанная на российско-американском цифровом гриде. Однако, в результате геоисторического анализа магнитных аномалий, выполненного с использованием оригинального программного обеспечения, в рассматриваемой части Амеразийского бассейна

выявлены четыре последовательности спрединговых магнитных аномалий, источники которых сформировались у четырех осей спрединга (ОС). Различные простирации последовательностей магнитных аномалий создали эффект кажущейся «неупорядоченности» аномального магнитного поля Американо-Азиатского бассейна.

В пределах котловин Подводников и Макарова выявлена группа позднеюрских-неокомских спрединговых магнитных аномалий от М30г до М5п (157,5–127,5 млн лет). Мезозойская ОС – ОС Подводников располагалась на поднятии фундамента Арлис, примерно у 83.5° с.ш. Спрединг был симметричным и медленным, а со 136,5 млн лет назад ультрамедленным. Эйлеров конечный полюс разрастания океанического дна на эпоху 157,5 млн лет назад находился в северной части складчатого пояса Маккензи, а со 151,5 млн лет назад и до завершения спрединга – в дельте реки Маккензи. Дно океанических котловин Подводников и Макарова, сформировавшихся у ОС Подводников, было ограничено с запада и востока трансформными разломами: «западным» и «восточным». «Западный» трансформный разлом отделял котловины от континентальной коры российской части хребта Ломоносова. Южная континентальная окраина котловины Подводников являлась в мезозое пассивной, а южной границей микроплиты Подводников предположительно была островная дуга, под которую с севера погружалось дно Южно-Аньюского океана.

Дно района хребта Альфа и северной части Канадской котловины образовалось с оксфорда по неоком в результате разрастания океанического дна от трех ОС, у которых сформировались три последовательности спрединговых магнитных аномалий. Две из них: Восточная (в восточной части хребта Альфа) и Южная (на южном склоне хребта Альфа и в северной части Канадской котловины), включают магнитные аномалии от М30г до М16г (157,5–140 млн лет). В третью последовательность, Западную (в западной части хребта Альфа) входят аномалии с М23г по М16г возраста от 151,5 до 140 млн лет. Тройное сочленение ОС находилось в центральной части современного хребта Альфа. К концу разрастания океанического дна оно имело тип «хребет-хребет-трансформ». Эйлеровы полюсы разрастания океанического дна от всех трех ОС тяготеют к проливу Нарес, отделявшему в мезозое область сжатия северо-востока Гренландии от области растяжения Свердрупского бассейна.

В результате совместных плитотектонических реконструкций океанического дна котловин Подводников и Макарова и района хребта Альфа с северной частью Канадской котловины на эпохи 151,5 и 157,5 млн лет назад получены представления о двух этапах позднеюрской – раннемеловой эволюции указанной части океанического Американо-Азиатского бассейна.

На первом этапе эволюции, от начала спрединга до 151,5 млн лет назад в рассматриваемой части Американо-Азиатского бассейна существовало две ОС:

– "Юго-Восточная", при раскрытии океанического дна от которой отодвигались друг от друга сопряженные пассивные окраины приполюсной и канадской частей хребта Ломоносова и Свердрупского бассейна;

– Подводников, у которой началось формирование океанического дна котловин Подводников и Макарова, что привело к смещению части шельфа Де Лонга к югу от юго-западного конца приполюсной окраины хребта Ломоносова, соединявшегося с «восточным» трансформным разломом.

На втором этапе эволюции, 151,5 млн лет назад единая "Юго-Восточная" ОС разделилась на две части с образованием двух ОС: Южной и Восточной, имевших различные простирания. Это привело к образованию Западной ОС. В результате разрастания океанического дна от Восточной и Западной ОС пассивные канадская и приполюсная окраины хребта Ломоносова переместились к северу. При этом западный конец приполюсной окраины соединился с «западным» трансформным разломом. В результате возникла протяженная континентальная окраина хребта Ломоносова, объединившая мезозойские окраины хребта: пассивные приполюсную и канадскую и трансформную российскую. После прекращения спрединга у ОС Подводников вся континентальная окраина хребта Ломоносова стала пассивной.

Позднее, возможно в продолжительный меловой период прямой полярности геомагнитного поля, ослабленные зоны в океанической коре: утратившие активность оси разрастания и их тройное сочленение, подверглись вулканотектонической активизации, что привело к формированию хребта Альфа и поднятия фундамента Арлис в районе ОС Подводников. Вулканотектоническая активность частично распространилась и на часть котловины Подводников, примыкавшую с севера к поднятию фундамента Арлис.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 04-05-64500.

Analysis of geophysical fields revealed that Late Jurassic-Neocomian oceanic crust lies under the Podvodnikov, Makarov, north Canada Basins and the Alpha Ridge. Two stages of the evolution of this area were defined. Three separate parts of the Mesozoic continental margins of the Lomonosov Ridge: the passive Polar and Canadian and transform Russian, were combined to a single margin in consequence of this evolution.

Н.А. Демиденко

(Государственный океанографический институт, г. Москва, e-mail: ivz@geocentre.ru)

Эрозионно-аккумулятивные процессы в эстуарии

р. Мезени

N.A. Demidenko

(State Oceanographic Institute, Moscow)

Erosion-deposition process in the Mezen estuary

Эрозионно-аккумулятивные процессы в эстуарии р. Мезени обусловлены приливно-отливными течениями, речными расходами воды и стоком наносов, ветровым волнением и береговым потоком наносов.

Во время прилива вода перемещается вверх по течению, размывая берега. По всему сечению долины эстуария приливное течение переносит тонкий материал, который отлагается на приливных осушках. Крупные фракции накапливаются в центральной части поперечного сечения потока. Во время отлива поток концентрируется в русловых ложбинах. Отливное течение перемещает крупные фракции взвешенных наносов в сторону моря в зонах максимальных глубин.

Наиболее интенсивная абразия морских берегов в эстуарии р. Мезени наблюдается на участке р. Семжа – мыс Рябинов со скоростью 3 м/год. Интенсивная абразия правого берега залива вблизи устья р. Семжа в 1937–2007 гг. привела к разрушению жилой застройки села.

Сильные приливно-отливные течения обуславливают высокую динамичность рельефа дна эстуария. Основной приливо-отливный канал на участке р. Семжа – р. Пья сместился от восточного края эстуария р. Мезень (1893 г.) к его центральной части (1927г.), а затем, начиная с 1960 г., к западному берегу эстуария. До 30-х годов XX в. на месте осушек существовал судоходный фарватер, ориентированный в сторону устья р. Семжа. В настоящее время для судоходства используется только западный фарватер эстуария.

В целом для эстуария характерна тенденция к его заполнению наносами и обмелению. Со времени первого инструментального обследования Мезенского залива в 1914–1915 гг. глубины в районе устьевого створа р. Мезени уменьшились на 2–3 м. Эти же тенденции характерны для вершины эстуария в районе г. Мезень.

Скорость осадконакопления на устьевом взморье р. Мезени значительная, что связано с выносом взвешенных речных наносов на устьевое взморье, интенсивной абразией берегов и большим вдольбереговым потоком наносов. В результате значительная часть наносов аккумулируется на поверхности приливных осушек. Это влияет на увеличение площади осушек и на миграцию стоково-отливной бороздины р. Мезень.

Русло реки в районе вершины эстуария Мезени характеризуется чередованием плесов и перекатов. Оно заполнено многочисленными подвижными отмелями, быстро изменяет свое географическое положение. Глубина потока на перекатах в малую воду не превышает 1,0 м. Морфология пониженной части долины р. Мезени отражает процессы длительного приспособления донных отложений и перемещающихся в период прилива водных масс. В результате на дне эстуария сформировались пологая зона наибольших глубин, подводное аккумулятивное образование, находящееся ближе к вершине эстуария, и надводная приливная дельта реки.

В вершине эстуария существует система больших, не затопляемых в прилив, островов, прижатых к правому берегу. Острова Середовая Кошка, Заречье, Балуиха образуют надводную приливную дельту реки. Они имеют относительно молодой возраст. Цепь правобережных островов ниже г. Мезень продолжают острова Ванюшина Кошка, Максимова Кошка, Шестакова Кошка, Островок и Мишина Кошка. Причиной односторонней группировки дельтовых островов является преобладающая ориентация приливного потока, прижимающегося к левому берегу реки.

Ниже о. Мишина Кошка (в 25 км от устьевого створа) располагается зона затопляемых в прилив песчано-илистых осушек, ваттовых форм рельефа, маркирующих положение повышенных участков устьевого взморья реки. Зона больших гряд и осушек простирается до участка крутого изгиба эстуария в створе м. Толстик – устье р. Пыя. Размеры гряд постепенно увеличиваются, превращаясь в сплошной массив ваттов.

Дно эстуария р. Мезень имеет полого выпуклую форму с уклоном в сторону моря $2-3^\circ$. Ширина приливной осушки на этом участке составляет 700–800 м и более. Верхняя прибрежная часть приливной осушки сложена из песка с обильным включением на ее поверхности валунов.

Если верхняя часть осушки слабо подвержена эрозии даже при сизигийных приливах и в период штормовых нагонов, она закрепляется солончатой растительностью, формируя заболоченные «лайды» или марши. Средняя часть осушки занята окатанными валунами и щебнем, образующими небольшие гряды. Ближе к морскому краю осушки формируются илистыми отложениями, разделенными стоково-отливными бороздинами. По этим бороздинам перемещается речная вода в период отлива. Вязкие консолидированные илистые отложения покрывают поверхность морского края осушки толщиной до 1 м.

Под действием ветровых волн и приливо-отливных течений на отмелях приливных осушках формируются донные формы рельефа – рифели и гряды. Рифели – мелкие формы руслового рельефа с пологими склонами, ориентированными против течения, и крутыми склонами – по течению. Гряды – средние формы донного рельефа, имеющие длину от 0,6 м до нескольких метров. Они трехмерны. Обычно в приливных устьях рек формируются гряды высотой до 1–2 м.

Вблизи устьевого створа на относительно ровном дне ложа эстуария (глубины 6–7 м в отлив) существуют песчаные гряды, фронт которых располагается почти нормально к генеральному направлению приливно-отливных течений. Шаг этих волн составляет 400–500 м, а высота не превышает 1 м. Профиль волн асимметричный.

На устьевом взморье Мезени при взаимодействии приливных течений и ветровых волн разных направлений возникают сложные аккумулятивные формы («кошки»). Они образуются на поверхности дна, уклоны которого превышают 0,005. Эти формы донного рельефа формируют серии гряд в 10 рядов и более. Они возникают при скорости течения 0,3–0,5 м/сек.

Подводные гигантские песчаные гряды формируются на выходе из Мезенского залива (Северные Кошки). Подобные гряды, называемые «гигантскими песчаными волнами», являются типичными формами приливной аккумуляции песчаного материала в условиях сильных приливных течений на шельфе морей и встречаются в различных эстуариях. Некоторые из них обсыхают в малую воду при сизигийных приливах, но большинство остается под водой. Поперечный профиль песчаных волн, как правило, асимметричен. Крутой склон чаще обращен в сторону берега Канинского полуострова (по направлению распространения подходящей приливной волны).

В эстуарии реки Мезени песок не накапливается из-за сильных отливных течений. При отливе занесенный сюда волнами и приливными течениями песчаный материал выносится из залива и аккумулируется там, где энергия отливных течений равна суммарной наносодвижущей энергии волн и приливных течений. Основная область аккумуляции песка находится в южной части Воронки Белого моря на выходе из Мезенского залива, где в результате этого на дне образовались подводные гряды – Большая Орловская кошка, Большая Средняя кошка, Конушинская и Кийские мели.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00406).

In the Mezen estuary and Mezen bay there can be high concentrations of mud suspension, involving the formation at times mobile suspensions and settled mud. Nearly all shallow tidal estuaries, where currents exceed about 1.0 m s^{-1} and where sand is present, have sand waves. Sand waves have a variety of cross-sectional and plan forms.

К.О. Добролюбова, Н.П. Чамов, С.Ю. Соколов

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: k_dobrolubova@mail.ru)

Новые данные по геоморфологии северного сегмента хребта Книповича

K.O. Dobrolyubova, N.P. Chamov, S.Yu. Sokolov

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia)

New data on geomorphology of the northern part of the Knipovich ridge

В основу работы положены данные геолого-геофизической экспедиции 24 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (2006 г.), проходившей в северной части Норвежско-Гренландского бассейна и включавшей детальную съемку северного сегмента хребта Книповича.

Район хр. Книповича представляет интерес в геодинамическом отношении, так как там сочетаются развитие осевого (спредингового?) хребта и крупной трансформной системы, названной Ю.М. Пущаровским Шпицбергенской демаркационной зоной.

Это сложно построенная зона перехода от континента к рифтогенным структурам зарождающегося океана, динамика которой, вероятно, определяется эволюцией крупномасштабного правого сдвига [Crane et al., 2001]. Поле напряжений в этой тектонически активной зоне обуславливает деформации по двум основным направлениям: северо-восточному и северо-западному. Сопутствующие сдвигу процессы растяжения и сжатия маркируются в рельефе многочисленными системами сбросов и взбросов различной амплитуды.

Рифтовая долина хр. Книповича имеет в целом субмеридиональное простираие и представляет собой систему эшелонированных осадочных бассейнов, разделённых трансверсивными зонами. В плане бассейны имеют ромбовидную форму, ориентировка бортов кулисообразно повторяет общее простираие основных тектонических нарушений в данном районе. Сегменты смещены и немного подвернуты друг относительно друга. При движении с севера на юг вдоль рифтовой долины четко прослеживается изменение основных морфометрических характеристик от сегмента к сегменту: увеличивается глубина бассейнов, поперечный профиль постепенно из корытообразного переходит в V-образный, увеличивается крутизна склонов, усложняется рельеф поверхности.

По простираию хребта, наряду с более погруженными и менее деформированными блоками, отчетливо виден ряд сильно деформированных приподнятых блоков (трансверсивных зон) (рис. 1). Такой структурный рисунок вполне согласуется со сдвиговой природой этой зоны и характерен для любой эшелонированной системы типа пулл-апарт. По простираию

хребта (с севера на юг) характер этих перемычек меняется от относительно слабо деформированного северного блока, к сильно деформированному южному со следами вулканической деятельности. К сожалению не удалось поднять каменный материал из этих участков, но можно предположить, что там развиты системы вулканов центрального типа, вероятно связанные с растяжением и начальной стадией корообразования (рис. 1б).

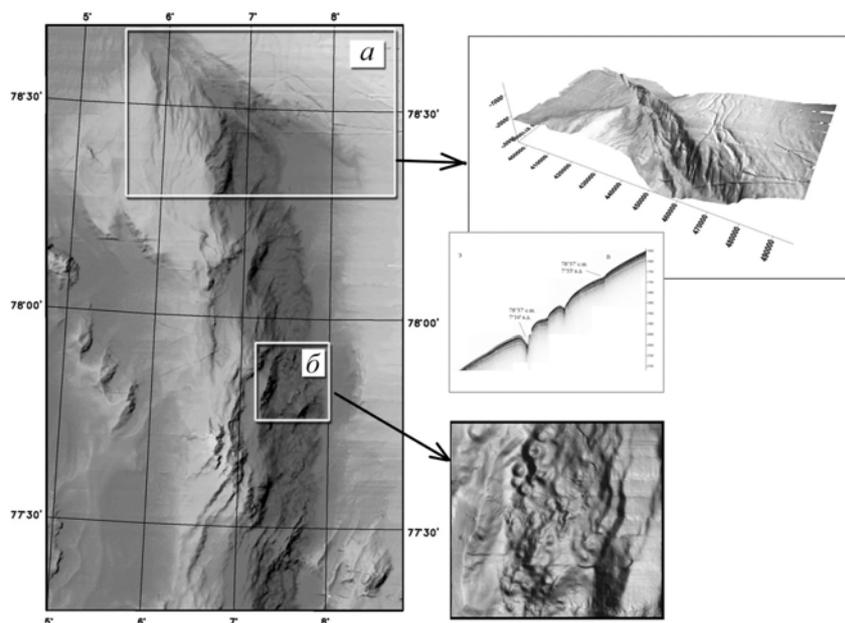


Рис. 1. Карта рельефа дна северного сегмента хр. Книповича. (а – интенсивные деформации в зоне сочленения с разломной зоной Моллой, б – вулканические конуса в рифтовой долине).

Гребневая зона хребта Книповича хорошо выражена на западном фланге. Она четко прослеживается вдоль всего рифта и представлена серией крупных блоковых поднятий. Наиболее массивное – поднятие «Святогор» расположено на севере в зоне сочленения с разломной зоной Моллой. Оно вытянуто в северо-западном направлении, характеризуется сложным горным рельефом и осложнено серией запрокинутых сбросов северо-западного простирания.

Вдоль восточного борта хребта Книповича практически не прослеживаются следов гребневой зоны. Вероятно, они скрыты под мощной толщей осадков, поступающих с континентального склона.

Новейшие активные движения отмечены не только в рифтовой зоне, но и на бортах в голоценовом чехле. В северной части континентального склона,

в зоне сочленения северного сегмента хр. Книповича и разломной зоны Моллой отмечены длинные сглаженные ступени, амплитуда которых увеличивается в направлении падения склона от первых до нескольких десятков метров (рис. 1а). В плане они образуют сложный извилистый рисунок, переходя одна в другую и повторяя, в целом, общее простираие склона. Длина колеблется в пределах 5–15 км. При движении вниз по склону ступени становятся более выраженными. В нижней части склон осложняется серией террас. Анализ данных профилографа показал, что склон осложнен системой микросбросов, по которым происходит отрыв и скольжение блоков осадков вниз по склону. Нередко встречаются акустически прозрачные оползневые линзы.

Интенсивные неотектонические деформации свидетельствуют об активных движениях в пределах исследуемой области. Здесь сочетается рифтинг с одной стороны и интенсивная аккумуляция осадочного материала с другой. Хребет Книповича можно охарактеризовать как молодой океанический рифт, образовавшийся в миоценовое время, но структурно не оформленный к настоящему времени как срединно-океанический хребет.

The area of investigation is located in a complex transitional zone from continent to slowly spreading young ocean. Modern geodynamics of this area is governed by a large-scale dextral plate displacement. Principal deformations are oriented in both north-west and north-east directions. Both transtensive and transpressive processes are marked in relief by numerous faulted and uplifted blocks. In general, the Knipovich ridge represent young oceanic rift which evolve since Miocene through the present time.

**Е.П. Дубинин, Ю.И. Галушкин, А.Л. Грохольский,
А.А. Свешников**

(Московский государственный университет, Москва, e-mail: dubinin@mes.msu.ru)

**Реологические свойства литосферы рифтовых зон СОХ
при разных значениях скорости спрединга и температуры
мантии**

**E.P. Dubinin, Yu.I. Galushkin, A.L. Grokholsky,
A.A. Sveshnikov**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Rheological behaviour of the lithosphere in MOR rift zones
at various spreading rates and mantle temperatures**

Анализ термического состояния литосферы осевых зон СОХ, проведенный в рамках нестационарной модели спрединга с учётом процессов формирования коровых и мантийных очагов магмы, даёт возможность численно оценить вариации прочности пород молодой океанической литосферы и определить положение зон ослабления литосферы при различных скоростях спрединга. В основе расчётов лежит реологический закон, связывающий хрупкие и вязко-пластичные деформации пород океанической литосферы с напряжениями, полученный на основе результатов экспериментов по хрупким и пластичным деформациям образцов влажного и сухого диабаза и дунита [1, 2].

Характер распределения прочности пород океанической литосферы с глубиной и расстоянием от оси хребта определялся на базе термической модели осевых зон СОХ с учётом формирования здесь осевых очагов магмы и интенсивной гидротермальной активности для разных значений скорости спрединга и температуры мантии. Реологические параметры пород коры и мантии, выбранные по опубликованным данным [3, 4, 5], были использованы для расчёта прочности пород для средней скорости деформаций пород в осевой зоне СОХ, которая определялась скоростью спрединга и шириной зоны осевых деформаций, принимавшейся равной 20 км. Результаты расчётов показали, что толщина слоя с упругими деформациями пород растёт от значений 2–3 км на оси хребта до 5–7 км на расстоянии 10–15 км от оси и до значений около 20 км для литосферы с возрастом 10 млн лет. В районе изотермы $T \approx 700^\circ\text{C}$ хорошо выделяется ослабленный слой с вязко-пластичной деформацией пород. Этот слой, тонкий у оси СОХ, постепенно утолщается до 1–1,5 км на удалении от оси, где изотерма 700°C в процессе погружения достигает кровли мантии. Ниже этого ослабленного слоя снова оказывается зона упругих деформаций на этот раз пород мантии (или нижней коры).

Таким образом, океаническая литосфера оказывается представленной двумя слоями относительно прочных хрупких пород, разделёнными относи-

тельно тонким реологически слабым слоем вязко-пластичных деформаций. Отметим, что распределения прочности пород с глубиной для разных скоростей спрединга близки друг к другу на расстояниях $x > 15$ км от оси, поскольку зависят только от толщины коры и температуры мантии. Вблизи же от оси СОХ распределения прочности заметно меняются с изменением скорости спрединга. Так, толщина хрупкого слоя уменьшается на оси от 3 км для $V = 2$ см/год до 1,7 км при $V = 8$ см/год и соответственно падает прочность пород, а также и интегральная прочность осевой литосферы. Такие изменения в распределении прочностных свойств литосферы рифтовых зон СОХ имеют следствием и соответствующий переход в характере изостатической компенсации осевого рельефа. Он меняется от локального, определяемого уровнем хрупко-пластичного перехода (изотерма 725°C), для литосферы возраста менее 100 тысяч лет, до регионального, когда появляется жесткий слой в кровле мантии. Моделирование показывает, что при быстром спрединге слой упругих деформаций в мантии появляется лишь на расстояниях 10–15 км от оси хребта. Характерно, что это расстояние близко к ширине осевого горста в таких СОХ. Рельеф горста и распределение гравитационных аномалий над ним согласуется с постепенным увеличением прочности пород (эффективной толщины упругой литосферы) от почти нулевого значения на оси до конечных значений на расстояниях 10–15 км от оси [6]. Максимальный вылет рельефа горста быстрых СОХ составляет около 300–400 м, и могла бы поддерживаться дефицитом плотности $\Delta\rho \approx 0,05$ г/см³ внутри столбца глубиной до 20 км или $\Delta\rho \approx 0,10$ г/см³ до глубины около 10 км. Дефицит плотностей $\Delta\rho$ в быстрых хребтах мог быть обусловлен наличием расплава базальтов и термическим расширением пород. В медленных хребтах зона хрупких пород начинается практически сразу же от оси хребта, и рельеф абиссальных холмов вдоль склонов рифтовых долин формируется при взбросовых движениях блоков вдоль разломов в процессе растяжения относительно прочной литосферы. Активность таких разломов падает на расстояниях 10–15 км от оси. Следовательно, относительно большие значения эффективно-упругой толщины осевой литосферы медленных СОХ отражаются в заметной ширине рифтовой долины, в значительных амплитудах взбросов и, как следствие, в сильной изрезанности рельефа рифтовой зоны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-65254

1. *Bassi G. & Bonnin J.* Rheological modeling and deformation instability of lithosphere under extension – II. Depth-dependent rheology // *Geophys. J.* 1988. 94. P. 559–565.
2. *Kirby S.H.* Rheology of the lithosphere // *Rev. geophys. Space Phys.*, 1983. 21. P. 1458–1487.
3. *Meissner R., & Kusznir N.J.* Crustal viscosity and the reflectivity of the lower crust // *Annal. Geophys.* 1987. 5B. P. 365–374.

4. *Mackwell S.J., Zimmermann M.E. & Kohlstedt D.I.* High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonic on Venus // *J. geophys. Res.* 1998. 103. P. 975–984.

5. *Chopra P.N. & Paterson M.S.* The role of water in the deformation of dunite // *J. geophys. Res.* 1984. 89. P. 7861–7876.

6. *Shah A., Buck W.R.* Causes for axial high topography at mid-ocean ridges and the role of crustal thermal structure // *J. Geophys. Res.* 2001. 106. P. 30865–30879.

The computation of lithosphere rock strength in MOR axial zones within the framework of non-stationary spreading model has shown presence of two elastically deformable strata in the crust and mantle roof divided by a stratum of viscoplastic deformations. The distinction in character of allocation of rock strength in the lithosphere of fast and slow spreading ridges has an effect on width of rift zone and irregularity of bottom relief.

А.А. Ермолов, А.И. Носков, В.Ю. Бирюков, С.А. Огородов
(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
e-mail: aaermolov@mail.ru)

**Геоморфология дна Байдарацкой и Обской губ
Карского моря**

A.A. Ermolov, V.Yu. Birukov, A.I. Noskov, S.A. Ogorodov
(M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**The bottom geomorphology of the Baydaratskaya
and Obskaya Bays of the Kara Sea**

Прогнозируемые объемы российской добычи газа после 2010 года планируется обеспечить за счет освоения месторождений на полуострове Ямал, шельфе арктических морей, акватории Обской и Тазовской губ и на Дальнем Востоке. Это требует дальнейшего развития газотранспортной инфраструктуры и реализации ряда стратегических проектов, к числу которых относится сооружение подводных переходов систем магистральных газопроводов через Байдарацкую и Обскую губы, проектирование, строительство и эксплуатация которых невозможны без учета сведений о геоморфологическом строении дна.

При создании цифровых моделей рельефа дна Байдарацкой и Обской губ применялась ручная авторская обработка и интерпретация картографического материала с привлечением архивных и литературных данных по геологии, геоморфологии и палеогеографии. Это позволило выявить генезис основных орографических элементов и создать основу для изучения морфологии и динамики рельефа, для построения карт и трехмерных изображений. Благодаря достаточно крупному масштабу исследования (1:200000) удалось существенно уточнить и детализировать донный рельеф. Соответственно возросла степень информативности геоморфологических карт, характеризующих рельеф по совокупности показателей. При этом морфогенетический подход позволил охватить все важнейшие особенности рельефа с учетом масштаба объектов и степени их генерализации на карте, а пространственно-временной анализ дополнил общую картину его развития. Полученные результаты подтвердили общность геолого-геоморфологического строения и возможность совместного рассмотрения Обской и Байдарацкой губ, несмотря на разные морфометрические параметры, литодинамические и гидродинамические условия, а также гидрологический режим этих объектов.

В современном рельефе дна Байдарацкой губы выделяются подводный береговой склон, абразионно-аккумулятивная равнина и аккумулятивная вторично-расчлененная равнина. Подводный береговой склон представляет собой наклонную преимущественно абразионную равнину на глубинах до 6–8 м, а в северных районах губы до 10–12 м. Области аккумуляции в его

пределах ограничены мелководьями, заливами, лагунами и приустьевыми участками, в приустьевой зоне которых развиты обширные осушки.

Абразионно-аккумулятивная равнина выработана вне зоны активного волнового воздействия на глубинах до 15–25 м. Ее слабонаклонная террасовидная поверхность осложнена множеством положительных форм, морфология, литология и пространственное размещение которых дают основание считать их волновыми аккумулятивными образованиями – подводными валами, частично или полностью перекрытыми позднеголоценовыми осадками. Отмечаются валобразные, косовидные и клювовидные в плане формы, ориентированные в соответствии с положением изобат и достигающие длины 10–15 км, ширины 2–3 км и высоты 1,5–2 м. Сложены они преимущественно мелкопесчаным и алевроитовым материалом. Серии таких форм прослеживаются на различных гипсометрических уровнях и позволяют выделить фрагменты древних береговых линий на глубинах 10–12, 13–15, 17–19, 21–23 и 25–27 м. Дополнительным свидетельством волновой переработки являются абразионные уступы длиной до 30–35 км, ориентированные также согласно изобатам на глубинах 10–11, 15–16, 20–22, 25–27 и 30–32 м.

Наибольшую площадь дна Байдарацкой губы занимает пологонаклонная преимущественно аккумулятивная вторично-расчлененная равнина, морфологическое оформление которой связано с регрессивным этапом развития шельфа и эрозионным расчленением осушенной поверхности крупными и мелкими водотоками. В рельефе дна сохранились неглубокие эрозионные врезы, флювиальный генезис которых устанавливается по характерной морфологии и непосредственной связи некоторых из них с устьями рек. Ширина этих ложбин от 0,5 до 4–6 км, глубина до 2–3 м. Ориентированы они согласно уклонам поверхности и образуют в плане рисунок разветвленной речной сети с хорошо выраженной прямолинейной долиной главной реки в центральной части Байдарацкой губы. По всей видимости, это прадолина р. Оби, которая была заложена в неогене и возобновлялась в позднем плейстоцене. Прадолина имеет ширину 25–45 км, продольный уклон 0,0002 и прослеживается с глубины 12–15 м вдоль оси губы на расстоянии более 200 км вплоть до глубин 30–35 м. В ее пределах выявлены два уровня террас с относительными превышениями 7–10 и 14–16 м, фрагментарно развитые по обоим бортам и разделенные эрозионными уступами. Кроме этого, в рельефе днища долины выделяются крупные положительные формы длиной от 5–7 до 30–35 км, шириной до 10–15 км и относительной высотой до 5–6 м. По нашему мнению это эрозионные останцы – фрагменты субаэрального рельефа, что определяется их положением между отдельными флювиальными формами, которые и контролируют их пространственную конфигурацию и ориентировку.

В рельефе дна Обской губы также представлены формы субаэрального и субаквального генезиса, отражающие сложную позднеплейстоцен-голоценовую историю развития региона. Подводный береговой склон имеет чет-

кую нижнюю границу и переходит в относительно ровное дно на глубинах от 6–8 м в мелководной и более изолированной южной части губы, до 10–12 м в средней и северной частях в соответствии с интенсивностью абразионно-аккумулятивных процессов. На участках аккумуляции широко развиты осушки, бары и косы, а также их подводные продолжения, сформированные при более низком уровне моря.

В северной части губы и на участке между мысами Каменный и Парусный выделяется аккумулятивная вторично-расчлененная равнина. В ее пределах сохранились фрагменты древних русел, частично заполненные современными осадками, а также два террасовых уровня с относительным превышением 7–10 и 13–15 м, которые прослеживаются по обоим бортам долины. Поверхность террас осложнена древними береговыми аккумулятивными формами разного масштаба и современными эрозийными ложбинами, сформированными под действием талассогенных факторов. В центральной части губы древняя долина Оби не имеет четкой морфологической выраженности вследствие массовой аккумуляции тонкозернистого материала в области конвергенции обских и тазовских вод. Здесь на фоне выровненного дна отмечается серия невысоких субшироко ориентированных волнообразных гряд, сложенных илистым материалом. Гряды достигают длины несколько десятков километров и высоты 1 м, а их образование, по всей видимости, обусловлено упомянутой конвергенцией течений. Южная часть губы морфологически представляет собой современную авандельту Оби, а сохранившиеся фрагменты бывших протоков и дельтовых островов позволяют выделить здесь затопленную часть ее субэвальной дельты, сформированной при стоянии уровня на 2–3 м ниже современного. Наряду с различиями морфологии северной, центральной и южной частей губы отмечается ярко выраженная асимметрия поперечного профиля, обусловленная действием силы Кориолиса и проявляющаяся во многих чертах строения западного и восточного берегов.

В целом, геоморфологическое строение дна Байдарацкой и Обской губ отражает изменение условий морфолитогенеза в позднем плейстоцене и голоцене, начиная с субэвального этапа развития осушенной эрозийной равнины вплоть до настоящего времени, включая признаки неравномерного подъема уровня моря и деятельности береговых процессов.

Работа выполнена при поддержке НТП «Гранты Ученого Совета Географического факультета для молодых исследователей» (2007–2009).

The geomorphological structure of the bottom of Baydaratskaya and Obskaya Bays reflects consecutive change of the conditions and relief formation processes in Late Pleistocene-Holocene, since a continental stage of development of the drained erosive plain down to present time, including attributes of non-uniform rise of a sea level and activity of coastal processes.

А.А. Ефимов

(Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, efimov@igg.uran.ru)

**Природа третьего сейсмического слоя Мирового океана:
возможный вклад русской науки в глобальную проблему
аккреции океанической литосферы**

A.A. Efimov

(Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of RAS, Yekaterinburg)

**Nature of the 3rd Seismic Layer of the Ocean: Possible
Contribution of the Russian Science to the Global Problem
of the Oceanic Lithosphere Accretion**

Скважина 1256D, пробуренная в Тихом океане в рамках международной программы IODP (без участия России), на глубине 1500 м впервые вскрыла *in situ* переходную зону дайки – габбро, т.е. границу 2-го и 3-го сейсмических слоев океана [1]. В современных моделях аккреции океанической литосферы третий (габбровый) слой рассматривается как продукт фракционной кристаллизации базальтовой магмы в гигантских магматических камерах (так наз. Пенроузская модель) или в серии мелких камер, возникающих на твердом мантийном перидотитовом фундаменте в осевой зоне срединно-океанических хребтов (СОХ). Предполагается, что расслоенные габбро (кумуляты) по мере спрединга удаляются от хребта и формируют 3-й сейсмический слой океана мощностью до 4–6 км.

Авторы нового проекта IODP с объявленной целью "Проверка фундаментальных парадигм образования океанической литосферы" считают углубление скважины 1256D первоочередной задачей. Не подвергая сомнению кумулятивную природу 3-го слоя, они надеются, что будущие результаты позволят сделать окончательный выбор между конкурирующими моделями аккреции, и в особенности – выбор в пользу гигантских или мелких магматических камер.

В современных моделях аккреции новейшая (а в самом деле – Боуэнова) мантийно-реститовая концепция эклектически сочетается со старой (и тоже восходящей к Н. Боуэну) догмой фракционной кристаллизации магмы. В связи с этим за прошедшие десятилетия накопилось много серьезных противоречий, ставящих под сомнение такое толкование.

1. Морские геофизики утверждают: сейсмическая аппаратура высокого разрешения не обнаружила в современных СОХ под 2-м сейсмическим слоем гигантских современных магматических камер. Идентифицированы лишь ничтожные скопления базальтовой магмы – фидеры дайкового комплекса [2]. Нет и надежных доказательств того, что магматические камеры существовали в центрах древнего спрединга. Понятие магматической камеры – база кумулятивной идеи – постепенно становится чисто умозрительной и даже мистической категорией.

2. При изучении наземных комплексов 30 лет тому назад впервые было показано, что в полосатых габбро запечатлено высокотемпературное твердопластичное течение, а сами они являются, по сути дела, фемическими гнейсами специфического состава [3]. Расслоенность можно считать результатом двух синхронных процессов – пластического течения и метаморфической дифференциации – в условиях эквипотенциальных термодинамических систем. Давно известные, но обычно игнорируемые экспериментальные данные запрещают магматический генезис типичного океанического габбро-троктолита [4]. Из всего этого следует, что полосатые габбро, считающиеся кумулятами, таковыми не являются.

Можно считать, что в габбро 3-го слоя записан процесс, протекавший в твердом веществе, при высоких температурах и низких давлениях, в области устойчивости парагенезиса оливин + плагиоклаз [5]. Единственно возможная геодинамическая ячейка с такими параметрами – сектор аномальной верхней мантии СОХ до глубин в 20-25 км. Здесь существует восходящий мантийный поток, связанный с глубинной конвекцией, здесь же имеют место интрузии (дайки) и излияния базальтовой магмы, и здесь же возникает габбровый 3-й слой, исходное вещество которого может появиться, конечно, только из верхней мантии. Что же это за вещество?

Присутствие в верхней мантии высокобарических базитов – эклогитов – достоверный факт. Если существует хотя бы один путь поступления эклогитового вещества в верхнюю мантию (зоны субдукции [6]), то в зонах спрединга это остаточное вещество должно подниматься вверх вместе с потоком истощенного перидотита и базальтовыми выплавками. Декомпрессия эклогита, т.е. переход эклогит → габбро в процессе рециклинга вещества океанической литосферы, может дать широкий спектр габбровых пород (рис. 1). Переход эклогит → габбро существует в природе; он известен в комплексах так наз. орогенных лерцолитов типа Бени Бушера. Плотность эклогита, близкая к плотности перидотита ($3,4 \text{ г/см}^3$), на глубинах 20–25 км и менее резко уменьшается до $2,9 \text{ г/см}^3$ с появлением плагиоклаза, т.е. с переходом в габбро. Это неизбежно вызовет всплывание новообразованных габбровых сегрегаций в более плотном магнезиальном рестите и их концентрацию в осевой зоне СОХ. Гравитационная сепарация в твердопластичной среде с реологическими свойствами вязкой жидкости должна привести, в конечном счете, к образованию глобального 3-го слоя.

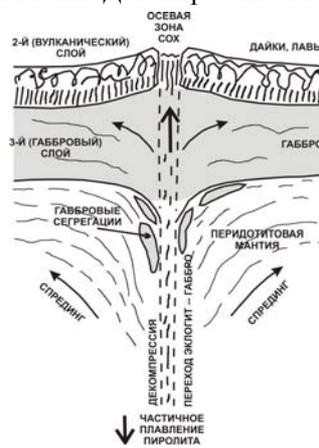


Рис. 1. Модель аккреции океанической литосферы, принципиально отличающаяся от существующих отсутствием осевой магматической камеры [5].

Согласно предлагаемой альтернативной модели аккреции океанической литосферы [5], разрез литосферы СОХ состоит из двух твердых мантийных слоев (перидотитового и габбрового) и вулканического слоя. Последний является истинной океанической корой, отделенной от двух первых слоев резким химическим, реологическим и термодинамическим разделом – кровлей габбрового слоя, которая является поверхностью конвекционной ячейки зоны спрединга, но не кровлей осевой магматической камеры.

Предлагаемая модель, разрешающая перечисленные противоречия, может быть радикально проверена глубоким бурением в современном океане через границу дайки — габбро с проникновением в толщу 3-го слоя.

Последствия дискуссии, которая может возникнуть в ближайшие годы, могут быть драматическими. Пересмотр современной океанической парадигмы повлечет за собой ревизию учения о расслоенных интрузиях, неизбежно затронет проблему анортозитов древних щитов, проблему габбровой коры Луны, а в конечном счете – фундамент современной глобальной и планетарной петрологии. Отсюда следует, что проблема аккреции литосферы современных и древних океанов становится в некотором роде вопросом национального престижа и приоритета.

1. *Dick H.J.B., Natland J.H., Ildefonse B.* Oceanology. 2006. Vol. 19, N 4. P. 72–80.
2. *Kent G.M., Harding A.J., Orcutt J.A.* J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. № B8. P. 13945–13969.
3. *Ефимов А.А.* Геотектоника. 1977. № 1. С. 24–44.
4. *Ефимов А.А.* Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 6. С. 1419–1423.
5. *Ефимов А.А.* Фундаментальные исследования океанов и морей. М.: Наука, 2006. С. 210–230.
6. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118–131.

Gabbros of the 3rd oceanic layer were formed not from a liquid. They generated in the high temperature – low pressure geodynamic cell beneath MORs where the assemblage olivine + plagioclase is stable. Hot and solid gabbro substance comes here together with basaltic melts and depleted peridotite. Mantle eclogite can be considered as the gabbro protolith. The eclogite → gabbro transition at the depth 25–20 km or less followed by gravitational differentiation and accretion of gabbroic bodies leads to the formation of the 3rd oceanic layer.

Е.В. Жулёва

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

Объёмы вулканических гор и некоторые особенности формирования океанической литосферы

E.V. Zhuleva

(Institute of oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, e-mail: lenageo@rambler.ru)

The volumes of the volcanic seamounts and some peculiarities of the oceanic lithosphere formation

Образование вулканических гор является важным этапом формирования твердой оболочки Земли. Процесс роста вулканов вносит вклад в перераспределение магматического вещества и наращивание мощности второго, базальтового, слоя океанической коры.

В основу изучения масштабов океанского вулканизма положен анализ распределения суммарных объемов вулканических гор, формирующихся на разновозрастных участках литосферы, в разных геодинамических условиях.

Формирование океанской литосферы связано с вулканизмом конструктивных (дивергентных и трансформных) границ литосферных плит, приуроченных к срединно-океаническим хребтам. Кроме того, в пределах непосредственно ложа океана проявляется внутриплитовый вулканизм, основными механизмами действия которого, согласно современным геодинамическим моделям, являются «горячие точки» и обстановки “pull-apart” в условиях фрактальной дискретности литосферы [1, 2].

В вычислениях использовалась формула Н.А. Маровой, предложенная для расчета объемов подводных гор по высоте и тангенсу угла наклона склонов, при среднем значении около $11,8^\circ$ [3]. Результаты вычислений были рассмотрены в связи с характеристиками возраста гор и возраста несущей литосферы, на которой происходило их образование. Использовались параметры, которые вошли в специально составленный каталог геолого-геофизических данных о вулканических горах ложа океанов.

В ходе ранее выполненных исследований было установлено, что 95% вулканических гор океанов образуется на литосфере, возраст которой не превышает 90 млн лет [4]. При вычислении объемов был проведен кластерный анализ распределения высот и объемов вулканов, формирующихся на океанической литосфере возрастом от 0 до 30 млн лет, от 30 до 60 млн лет и от 60 до 90 млн лет.

На основании проведенных расчетов выявлено, что для рассмотренных возрастных интервалов суммарные объемы формирующихся вулканических гор увеличиваются по мере роста возраста, и соответственно мощности, литосферы, и их соотношение составляет 0.2 : 0.3 : 0.5.

Не смотря на то, что вулканизм спрединговой зоны начинает проявляться с момента ее образования, в вулканических горах, которые сформировались в пределах срединно-океанических хребтов на дивергентных и трансформных границах литосферных плит на новообразованной литосфере возрастом от 0 до 30 млн лет, сосредоточено только 0,2 объема вулканитов, слагающих горы ложа океанов.

На участках литосферы возрастом от 30 до 60 млн лет, где наряду с вулканизмом, контролируемым трансформными нарушениями, начинают проявляться основные типы внутриплитового вулканизма, приходится 0,3 суммарных объемов вулканических гор.

Около половины вулканитов, слагающих подводные горы и острова, изливается на поверхность дна с возрастом литосферы от 60 до 90 млн лет. В условиях внутриплитового вулканизма на мощной литосфере океанских котловин происходит образование наиболее высоких вулканических гор, а в случае формирования горных массивов – сводово-вулканических поднятий, в которых сосредоточены наибольшие объемы излившихся пород.

Таким образом, с продолжительным вулканизмом дивергентных и трансформных границ в действительности связан вынос наименьших объемов магматического вещества, участвующего в горообразовании на океанской литосфере. Основную роль в формировании подводных гор и островов океанов играет рассредоточенный внутриплитовый вулканизм. Именно с ним связан вынос наибольших объемов магматического материала, представленного, в основном, толеитовыми и щелочными базальтами.

Динамика вертикального массопереноса, определяющего формирование вулканических гор ложа океана, заключается в росте объемов изверженного материала по мере увеличения мощности литосферы, связанном с расширением диапазона высот образующихся вулканов и увеличением относительного количества крупных гор.

1. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.

2. *Мирлин Е.Г.* Фрактальная дискретность литосферы и геодинамика // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 2. С. 231–234.

3. *Марова Н.А., Алёхина Г.Н.* Объемы подводных вулканических гор Атлантического океана и зависимость их распределения от эволюции океанической литосферы // Океанология. 1998. Т. 38. № 3. С. 435–441.

4. *Брусиловский Ю.В., Жулёва Е.В.* Возрастное распределение палеовулканов на океанической литосфере // Докл. АН СССР. 1998. Т. 359. № 5. С. 683–685.

The peculiarities of the oceanic lithosphere formation are examined from the position of the total volumes of seamounts volcanits distribution. The dynamics of the vertical mass transfer is conclude in the increase of the summary seamounts volumes in accordance with the growth of the lithosphere thickness, in the conditions of the intraplate volcanism.

**А.В. Зайончек, К.О. Добролюбова, А.А. Пейве,
С.Ю. Соколов, Н.П. Чамов, Э.П. Родионова, В.Ю. Лаврушин,
А.Е. Ескин, Н.М. Сущевская, В.Н. Ефимов, А.С. Абрамова,
Ю.Е. Барамыков, Ю.А. Зарайская, А.С. Пономарев,
Е.А. Летягина, Ю.Я. Маликина, А.Д. Мутовкин, В.В. Усов,
А.А. Черных, К.П. Ямпольский**

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: k_dobrolubova@mail.ru)

**Новые данные о строении континентальной окраины
Атлантического океана западнее архипелага Шпицберген**

**A.V. Zayonchek, K.O. Dobrolyubova, A.A. Peyve,
S.Yu. Sokolov, N. P. Chamov, E.P. Rodionova, V.Yu. Lavrushin,
A.E. Eskin, N.M. Sushevskaya, V.N. Efimov, A.S. Abramova,
Yu.E. Baramykov, Yu.A. Zarajskaya, A.S. Ponomarev,
E.A. Letyagina, Yu.A. Malikina, A.D. Mutovkin, V.V. Usov,
A.A. Chernykh, K.P. Yampol'sky**

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**New data about structure of continental edge of Atlantic Ocean
to the west of Schpizbergen archipelago**

Геологический институт РАН совместно со специалистами из Норвежского Нефтяного Директората, Университетов Осло, Бергена и Тромсе, подготовил проект «Позднемезозойская-кайнозойская тектоно-магматическая эволюция баренцевоморского шельфа и континентального склона как ключ к палеогеодинамическим реконструкциям в Северном Ледовитом океане», который включен в национальные научные программы двух стран по проведению Международного полярного года. В рамках этого проекта в 2006 г. в северной части Норвежско-Гренландского бассейна состоялась комплексная геолого-геофизическая экспедиция на НИС «Академик Николай Страхов». Была исследована зона перехода океан-континент на широте архипелага Шпицберген и северного сегмента осевой зоны хребта Книповича.

В результате выполненных работ получен массив данных, включающих в себя многолучевую батиметрическую съемку, акустическую съемку, а также сейсмическое и магнитометрическое профилирование. По данным сплошной батиметрической съемки построена трехмерная цифровая модель рельефа и создана серия батиметрических карт.

В рамках экспедиции выполнено 38 станций драгирования и 8 станций отбора грунта. В 26 драгах было поднято около 2700 кг твердых пород и глинистых осадков. Около 1000 кг этого материала составляют коренные породы и литифицированные осадки.

Район исследований представляет собой сложно построенную зону перехода от континента к рифтогенным структурам зарождающегося океана. Образование морфоструктур здесь определяется эволюцией крупномасштабного правого сдвига [Crane et al., 2001]. Поле напряжений в этой тектонически-активной зоне обуславливает деформации по двум основным направлениям: северо-восточному и северо-западному. Сопутствующие сдвигу процессы растяжения и сжатия маркируются в рельефе многочисленными системами сбросов и взбросов различной амплитуды. По характеру деформаций в осадках можно судить о том, что преобладают деформации растяжения (сбросы), реже фиксируются результаты сжатия в виде взбросов и пологих складок.

Характерной особенностью континентальной окраины Шпицбергена является интенсивная седиментация. Как следствие, под мощной толщей осадков практически полностью погребен восточный борт рифтовой долины Книповича и значительно сnivelирован восточный фланг разломной зоны Моллой.

Интенсивные неотектонические процессы отражены в многочисленных ступенях и террасах, образующих в плане сложный ячеистый рисунок.

Рифтовая долина хр. Книповича представляет собой сложно построенную зону, разбитую на систему бассейнов, имеющих в плане ромбовидную форму. Бассейны разделены неовулканическими хребтами. Борты рифтовой долины осложнены серией террас и ступеней. Ступени, как правило, смещены друг относительно друга, что позволяет предположить их блоковое строение.

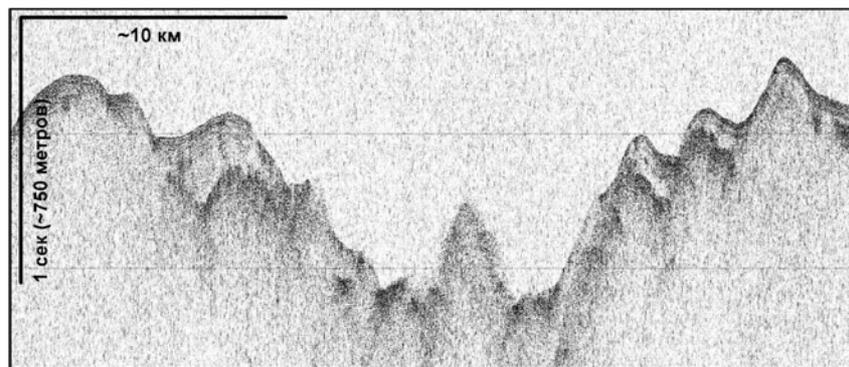


Рис. 1. Сейсмический профиль, проходящий через рифтовую долину хр. Книповича. (фрагмент профиля P2-20).

В верхней части осадочного чехла в районе хребта Книповича, можно уверенно выделить две слоистые толщи. Нижняя толща преимущественно акустически однородна. Исходя из косвенного сопоставления с данными

глубоководного бурения в этом районе, можно предположить, что толща представлена четвертичными, в том числе ледниковыми, слабо сортированными отложениями. Верхняя толща – тонкослоистая, сложена голоценовыми хорошо сортированными, глинистыми отложениями, поднятыми в ряде грунтовых трубок. Кроме того, широко распространены различные оползневые отложения. В записи профилографа таким отложениям свойственна акустическая однородность.

По данным драгирования выявлен ряд изометричных поднятий и хребтов вулканического происхождения. На записи профилографа они выглядят как структуры «протыкания» практически без изменения характера залегания обрамляющих осадков.

Современные процессы сжатия и растяжения имеют место как в рифтовой долине хр. Книповича, так и за ее пределами. В частности, на западе полигона выявлены современные сдвиги, переходящие во взбросы и сбросы с формированием клавишной структуры и пликативными дислокациями всех видимых осадочных горизонтов. Их северо-восточное простирание согласуется с направлением общего поля напряжений. Необходимо отметить, что большинство новейших структур сжатия фиксируется в осадках вблизи подножий поднятий, что свидетельствует о продолжении вертикальных движений.

Работа выполнена в рамках Программы № 17 Президиума РАН при поддержке гранта Ведущих научных школ № НШ-9664.2006.5", Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН №14.

Одним из важных результатов экспедиции является присвоение названий четырем открытым формам рельефа: поднятие «Святогор», холмы «Горыныч», гор Литвина и Погребницкого.

An expedition in northern part of Norway Greenland Basin was organized by Geological Institute of Russian Academy of Science (Moscow) with universities of Oslo, Bergen and Tromse in 2006. The obtained data provide evidence on intensive neotectonic in the Knipovich Ridge.

Ю.А. Зарайская, В.В. Фроль

(МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, vladfroll@mail.ru)

Рельеф и сейсмичность хребта Рейкьянес

U.A. Zaraiskaya, V.V. Froll

(Moscow State University, Geographical Department)

Relief and the seismicity of the Reykjanes Ridge

Морфология хребта Рейкьянес вдоль его простирания от о. Исландия на севере до зоны разломов Чарли-Гиббса на юге существенно меняется, что выражается в последовательной смене форм рельефа, от простого валобразного поднятия фундамента до типично рифтовых. В целом, эти изменения можно определить как переход от преимущественно вулканического вблизи исландского плюма к преимущественно разломному генезису структуры хребта. Индикатором таких изменений в строении рельефа должны служить изменения сейсмических обстановок в пределах отдельных звеньев хребта.

Нами были проанализированы данные по землетрясениям за период с 1963 по 2005 годы включительно. Были отобраны относительно однородные данные, т.о. пришлось исключить данные до 1977 года включительно из-за различий в чувствительности аппаратуры, также были исключены землетрясения с неопределенной магнитудой. В конечной выборке осталось 993 землетрясения с известной датой и временем, координатами, глубиной и магнитудой. Все данные были разделены по глубине гипоцентров на землетрясения с глубиной очага: меньше 10 км, больше 10 км, равной 10 км. Затем данные были разделены по магнитуде: очень слабые (магнитуда 0–4,3), слабые (4,4–4,8), средние (4,9–6,2). Далее гипоцентры землетрясений были нанесены на батиметрическую карту хребта Рейкьянес. Проанализировано распределение очагов вдоль оси хребта с целью определить пространственную и глубинную структуру их распределения в связи с особенностями строения рельефа.

По строению рельефа хребет Рейкьянес отчетливо разделяется на три отличных друг от друга районов: северный, центральный и южный.

Северный район (севернее 62°30' с.ш.). Своеобразие этого отрезка хребта заключается в том, что он заложен на островном шельфе Исландии и в силу этого резко отличается от южных участков, развитых на более океанической коре. В рельефе хребет выделяется в виде слабого асимметричного вздутия фундамента. Гребневая зона геоморфологически выражена очень плохо, почти не выделяясь на фоне общего пологого поднятия. Рифтовая зона здесь отсутствует. Однако вдоль оси хребта протягивается очень узкая зона, отмеченная положительной магнитной аномалией высокой амплитуды и небольшими холмами и впадинами. Осевое положение этой структуры на гребне хребта, а также ее корреляция по рельефу и магнитным аномалиям с более развитыми осевыми структурами южных частей хребта заставляют

охарактеризовать ее как “примитивную” рифтовую зону в начальной стадии развития.

Центральный район (62°30′–58°с.ш.) имеет более сложную морфологию. Основной чертой рельефа хребта является четкий горстовый выступ гребня с рифтовой зоной в его осевой части. Характерным является отсутствие выраженной в рельефе рифтовой долины. Сама рифтовая зона выделяется в виде полосы относительно сильно расчлененного рельефа по оси гребня. Поднятия рельефа представляют собой вытянутые вдоль хребта гряды высотой 200–300 м относительно дна разделяющих их впадин. Последние являются своего рода “зачатками” рифтовых долин. Южнее интенсивность расчленения гребня увеличивается, но общий облик рельефа остается неизменным для всего данного участка хребта Рейкьянес.

Южный район (58°–52°30′с.ш.). Структурными границами этого района служат разломы Байт на севере и Чарли-Гиббс на юге. Впервые рифтовая долина в гребневой части хребта появляется около 58°с.ш. в виде неглубокого плохо выраженного в рельефе ущелья. По направлению к югу эта долина, быстро увеличиваясь в размерах, превращается в прекрасно развитую типичную рифтовую долину со сложным вторичным расчленением. В этом же направлении усиливается и общая раздробленность хребта. Смена типов рельефа при переходе от центрального к южному району представляется очень резкой и сопровождается общим опусканием всего южного блока хребта.

Связь между характером рельефа и сейсмичностью представляется вполне отчетливой. Подавляющее большинство гипоцентров располагается на глубине 10 км и имеет слабую и очень слабую магнитуду (магнитуда средних по силе землетрясений не превышает 5). Большинство очагов располагается в пределах рифтовой зоны хребта, лишь единичные гипоцентры наблюдаются в пределах флангов. Землетрясения с глубиной гипоцентров меньше 10 км приурочены к сочленению хребта и подводного склона о. Исландия (16 из 18 гипоцентров). Землетрясения с глубиной больше 10 км находятся в центральном и южном районах.

Анализ сгущений очагов землетрясений выявил несколько сейсмических центров вдоль хребта, к которым тяготеют гипоцентры землетрясений: 1) граница северного и центрального районов хребта, здесь сосредоточено 77 очень слабых и 98 слабых землетрясений; 2) в районе 60°с.ш. на пересечении хребта с небольшим поперечным разломом (26 очень слабых и 80 слабых землетрясений); 3) граница центрального и южного районов вблизи разлома Байт (25 очень слабых и 44 слабых землетрясений). В пределах южного района выделяются 4 подобных центра: 55°с.ш. на стыке рифтовой зоны хребта с поперечным разломом (6 очень слабых, 19 слабых); 54°с.ш. (9 очень слабых, 65 слабых); 53°с.ш. (11 очень слабых, 30 слабых) по мере приближения к зоне разломов Чарли-Гиббса, а также в районе пересечения последней с хребтом (24 очень слабых, 13 слабых землетрясений). Отмечается тяготение гипоцентров к склоновым районам рифтовой зоны хребта. В

северном и северной части центрального района гипоцентры приурочены к восточному склону, в южных районах хребта гипоцентры тяготеют к западным склонам рифтовой зоны и к северной части разломов Чарли-Гиббса.

Таким образом, с севера на юг по простиранию хребта Рейкьянес его сейсмичность увеличивается в несколько раз. Соответственно изменяется и характер сейсмичности от одиночных на севере к группам землетрясений на юге. Также увеличивается как магнитуда землетрясений, так и глубина гипоцентров, особенно в местах пересечения рифтовой зоны хребта с поперечными разломами. Это соответствует постепенному переходу к сегментам хребта с более расчлененным рельефом. Резкое усиление сейсмичности в южной части хребта Рейкьянес говорит об усилении тектонической активности и блоковых движений в пределах этого участка со сложным рельефом. Напротив, северный участок хребта показывает слабую сейсмическую и тектоническую активность и, как следствие, ровный ненарушенный фундамент.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 07-05-00422

From geomorphological and seismic data Reykjanese Ridge morphostructure is divided into three regions: northern, central and southern. There are two types of the rift zone relief: the type with weakly developed rift structures and low seismicity and the fault-block type with rugged bottom topography, deep rift valleys and high seismic activity.

**А.Г. Зинченко¹, М.А. Лейбман², Е.А. Слагода²,
Б.Г. Ванштейн¹, М.В. Кузнецова³, П.А. Серов⁴**

(¹ВНИИОкеангеология, e-mail: van@vniio.nw.ru; ²ИКЗ СО РАН; ³Санкт-Петербургский горный институт; ⁴Санкт-Петербургский государственный университет)

**Формирование термоденудационного рельефа
в прибрежной зоне Югорского п-ва, Карское море**

**A.G. Zinchenko¹, M.O. Leibman², E.A. Slagoda²,
B.G. Vanshtein¹, M.V. Kuznetsova³, P.I. Serov⁴**

(¹VNIIOceanologia, e-mail: van@vniio.nw.ru; ²Earth Cryosphere Institute SB RAS;
³St.-Peterburg State Mining Institute; ⁴St.-Petersburg State University)

**Formation of thermodenudation relief in the costal zone,
Yugorsky peninsula, Kara Sea**

На Югорском полуострове (южное побережье Карского моря) широко распространены пластовые подземные льды дискуссионного генезиса. В настоящее время оттаивание ледяных тел определяет специфическое развитие береговых процессов и формирование термоденудационных цирков. Детальные исследования ключевого участка урочища Шпиндлера (к востоку от Амдермы до правобережья р. Хубтъяха протяженностью 40 км), характеризующегося развитием мощных пластовых льдов и крупных термоцирков, надводного и подводного рельефа побережья с использованием комплекса прецизионных геодезических измерений указывают на присутствие реликтов термоцирков и на прилегающих участках морского дна.

На всем протяжении исследуемого участка побережья береговой уступ сложен мерзлыми дисперсными четвертичными отложениями, вмещающими пластовый лед, вскрывающийся на различной высоте, имеющий различную мощность и образующий формы от крупных термоцирков (более 500 м в поперечнике) до небольших (протяженностью первые десятки метров) обнажений на поверхности клифа. Выявлена связь наблюдаемых обнажений пластового льда с положительными формами рельефа и зонами повышенной концентрации линейных элементов рельефа.

На подводном береговом склоне вблизи ключевого участка зафиксирована удлиненная овальная в плане депрессия на глубине 6,5–7,5 м, ограниченная пологим склоном северо-западного простирания (315–320°), которая сходна по очертаниям и размерам с Западным термоцирком на суше и, возможно, представляет собой днище древнего термоцирка.

Последнее подтверждается и результатами донного опробования гравитационными трубками, выполненного летом 2007 г в ходе экспедиционных работ на НИС «Иван Петров». Непосредственно в место предполагаемого днища древнего термоцирка в забое были вскрыты плотные темно серые сухие плейстоценовые глины, температура которых составляла -1,2°C.

Полученные данные указывают на то, что система холмов, содержащих ледяные пласты и вскрытая термоцирками на современном берегу, ранее имела большее распространение в северном направлении.

По некоторым данным, уровень моря в исследуемом районе располагался на глубине 6,5–7,5 м 3–3,5 тысячи лет назад. Береговая линия того времени находилась на расстоянии 650 м от современного побережья. Тогда средняя скорость отступления берегов в течение этого периода составляет 20 см/год, если не учитывать смещение бровки термоцирка. Поскольку бровки термоцирков на 300–500 м врезаны в сушу, скорость отступления на таких участках оказывается в 1,5 раза больше, достигая 35 см/год.

Активизация отступления льдистого, особенно содержащего пластовый лед, побережья имеет циклический характер и связана с климатическими колебаниями. Современная скорость отступления, измеренная на активно разрушающихся бровках, составляет от 1 до 5 м/год. Тогда 950–1100-метровое отступление бровки термоцирка могло произойти за 200–1000 лет. Следовательно, период активного разрушения на каждом сегменте береговой зоны в течение последних 3,5 тысяч лет охватывает приблизительно от 6 до 30% полного времени развития термоденудации на побережье. В остальное время эти сегменты, вероятно, находились в стадии консервации.

Thermodenudation of the Arctic seas coasts is among the most active permafrost-related geological processes which cause the exposing of various multi-layered sedimentary units in the coastal scarps. Studying of these sedimentary sections provides an information both for paleo-permafrost reconstruction and for estimation of present coastal system variations, particular a relief, due to climate warming.

А.Н. Иваненко

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: aliv54@ocean.ru)

**Новые алгоритмы обработки данных морской магнитной
градиентной съемки**

A.N. Ivanenko

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

**New algorithms for processing marine magnetic gradient
survey's data**

Рассмотрены актуальные вопросы обработки морских магнитных градиентных съемок. Появление нового поколения морских магнитометров, имеющих высокую чувствительность и частоту измерений, стимулировало широкое применение магнитной градиентной съемки при детальном картировании дна геофизическими методами. В связи с этим возникла необходимость пересмотра старых и разработки новых алгоритмов обработки таких данных, соответствующих качеству аппаратурных измерений и современных систем навигации. В первую очередь это касается вопросов интегрирования т.н. курсового градиента в 2-х датчиковой схеме измерений с гибкой буксировочной системой. Выполнен анализ систематических погрешностей, возникающих при обработке таких данных, и показано, что основным их источником являются ошибки позиционирования датчиков градиентометра в плане и по глубине. Рассмотрен полный дифференциал измеряемого поля по пространственным и временной координатам. Показано, что точное знание геометрии измерительной системы позволяет полностью разделить пространственные (горизонтальную и вертикальную) составляющие градиента поля, а градиент во времени, отвечающей вариациям геомагнитного поля, определить с точностью до постоянной. Расчет градиентов ведется по итерационной схеме с использованием для начального разделения пространственных градиентов преобразования Гильберта. При этом для решения плохо обусловленной системы уравнений, связывающей измеренные поля и градиенты, используется метод псевдообращения. Найденный горизонтальный градиент поля интерпретируется не как его производная, а как разность между функцией и ее сдвигом по пространственной координате, что соответствует повороту в спектральной области. Это позволяет вместо численного интегрирования градиента рассчитать аномальное магнитное поле через обратное преобразование Фурье от фильтрованного соответствующим образом спектра градиента. При этом появляется возможность автоматического исключения тренда и не возникает эффекта заглаживания высокочастотных аномалий, как при обычном интегрировании, что особенно важно при детальных работах на мелководье. Для съемок, выполненных без измерения глубины до датчиков градиентометра (их накоплено десятки тысяч погонных км), разработан способ восстановления геометрических параметров из-

мерительной системы. На вход алгоритма подаются измеренные поля, осложненные сопоставимой по амплитуде сгенерированной случайной вариацией. Оптимальные размеры горизонтальной и вертикальной баз градиентометра итерационно подбираются из условия наиболее точного выделения этой известной помехи, после чего становится возможным использовать эти параметры при обработке исходных полей. Эта же процедура может быть использована для расчета поправок к базам измерительной системы, снабженной датчиками глубины, с целью учета ошибок, возникающих из-за провисания буксировочных кабелей и гидрологической нестабильности. Рассмотренные алгоритмы с успехом опробованы на результатах съемок ИО РАН в Каспийском море и районе Курильских островов, а также Скриппсовского института океанографии в Индийском океане. При этом в Каспийском море на детальных полигонах 5x5 км с помощью этих алгоритмов и разработанной ранее программы увязки полигонных градиентометрических измерений удалось снизить среднеквадратическую ошибку съемок до величин менее 1 нТл и выделить неразличимые на обычных картах значимые локальные магнитные аномалии.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 05-05-64320.

Some new algorithms for marine magnetic gradient data are discussed. Using full differential of measured field it's become possible to split gradient into its spatial and temporal components. The iterative scheme, based on Hilbert transform and pseudoinverse of bad-conditioned system of linear equations are proposed. Instead of numerical integration the inverse Fourier transform of suitable filtering gradient spectrum are used. This approach also allows restoring geometrical parameters of overboard measurement system for early surveys which was carried out without depth's sensors.

А.Я. Ильёв, В.П. Семакин, А.В. Кочергин

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ), Южно-Сахалинск, Россия, nauka@imgg.ru)

Поэтажное тектоническое районирование Охотского моря

A.Ya. Il'ov, V.P. Semakin, A.V. Kochergin

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

The Okhotsk Sea stage-by-stage tectonic zoning

Тектоническое районирование Охотского моря базируется на обширных геолого-геофизических материалах, полученных Институтом морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской Академии Наук (ИМГиГ ДВО РАН), а также многими другими научными и производственными организациями.

Территория Охотского моря в тектоническом отношении рассматривается как эпимезозойская плита, в строении которой принимают участие гетерогенный фундамент, преимущественно докайнозойского возраста, и осадочный чехол, сложенный, в основном, палеоген-неоген-четвертичными отложениями и на отдельных участках без видимого перерыва – нормально-осадочными образованиями верхнего мела. В состав плиты включается также и территория Южно-Охотской глубоководной впадины.

Впервые для данной акватории выполнено поэтажное тектоническое районирование по структурным и вещественным (литофизическим) признакам. Для этого составлен ряд специализированных карт, которые отражают строение и состав различных структурных этажей. Комплект карт в целом является конструктивным элементом "Тектонической карты Охотского моря".

Фундамент на данном этапе выделяется в основном по материалам сейсмических исследований методом отражённых волн (МОГТ), привязываемых к относительно редкой сети профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и корреляционного метода преломлённых волн (КМПВ) (акустический фундамент – АФ). Граничные скорости продольных волн вдоль подошвы осадочного чехла варьируют от 5,5 до 6,8 км/с. Поверхность АФ прослеживается почти повсеместно, за исключением депозитов наиболее глубоких прогибов (ТИПРО, Дерюгина, Южно-Охотская глубоководная впадина и некоторые другие). На основании экстраполяции данных геологического строения и тектоники обрамляющей суши, результатов драгирования, бурения, магнитных данных и особенностей динамической выраженности кровли АФ на временных разрезах МОГТ составлена геологическая схема поверхности акустического фундамента Охотского моря, на которой отражены его состав и возраст. На большей части Охотского моря АФ отождествляется с "консолидированной" корой, а на участках глубоких прогибов осадочного чехла он представлен кремнисто-глинистыми слабометаморфизованными образованиями, возможно, верхний мел-нижнепалеогенового возраста. Геологическая схема АФ при дальнейшем её со-

вершенствовании на основании геофизических и геологических данных будет являться основой для последующего тектонического районирования фундамента по структурно-вещественным признакам.

На основании карты мощности осадочного чехла (И.Б. Васюк, Л.М. Злобина, В.Н. Патрикеев, В.Н. Сеначин [1]) составлена структурно-тектоническая карта осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского жёлоба. При составлении этой карты в качестве исходной ("структурной") поверхности принята поверхность акустического фундамента, которая отражена на карте в виде изолиний её глубин относительно дна акватории. В зависимости от пространственного положения, размеров и ориентировки структурных элементов разных порядков на базе структурно-тектонической карты проведено их группирование (районирование) в тектонические системы. В пределах тектонических систем выделены структурные зоны и отдельные крупные поднятия и прогибы, примерно сопоставимые по размерам с зонами. Структурные зоны включают сопряженные относительные поднятия и прогибы. Результаты такого тектонического районирования осадочного чехла отражены на следующих картах: 1) тектонических систем; 2) структурных зон и 3) на карте высокопорядковых структурных элементов. На последней проведены условные границы второго типа [2], оси сопряжённых относительных поднятий и прогибов, выделены локальные поднятия и прогибы, показаны небольшие острова-вулканы плиоцен-четвертичного возраста и выходы акустического фундамента на дно акваторий. Все перечисленные карты представляют собой статические модели, отражающие тектоническое районирование осадочного чехла по структурным признакам.

В состав комплексного поэтажного тектонического районирования впервые включена неотектоника дна Охотского моря, которая показывает его современную тектоническую структуру, отражённую на карте неотектоники. При построении этой карты в качестве "структурной" поверхности принята полигенетическая, полихронная "вершинная" поверхность дна акватории, которая отражена на карте в виде изолиний глубин относительно современного уровня океана. Уступы в рельефе дна ("орографические ступени") на карте неотектоники Охотского моря интерпретируются в совокупности как тектонические уступы или крутопадающие флексуры. На карте выделены бровки и подножья флексур и тектонических уступов, неотектонические структурные элементы разных порядков, оси относительных поднятий и прогибов, оконтурены локальные поднятия и прогибы, а также участки распространения плиоцен-четвертичных вулканитов (на Курильских островах), нанесены выраженные в рельефе подводные горы и вулканы. В целом карта составлена по принципу изображения выраженных в рельефе новейших структурных форм на основе преимущественно батиметрических данных и в основе своей представляет статическую модель, отражающую неотектоническое районирование дна Охотского моря по структурным признакам. Неотектонические структурные формы, выраженные в рельефе дна

Охотского моря, характеризуются довольно сложными соотношениями с тектоническими структурными элементами осадочного чехла и в большинстве случаев не являются унаследованными. Так, к примеру, оси неотектонических впадин Дерюгина и ТИНРО в значительной мере смещены на восток относительно одноименных тектонических прогибов, выраженных в осадочном чехле. В связи с этим считается, что неотектоника (морфотектоника) является необходимым элементом при тектоническом районировании морских акваторий по структурным признакам.

Во всех тектонических системах Охотского моря осадочный чехол характеризуется хорошо выраженными отражающими границами, прослеживаемыми на десятки км, которые приняты в качестве границ для выделения четырёх региональных сейсмостратиграфических комплексов (РССК): I – верхний мел – нижний палеоген (доолигоценый), II – олигоцен-нижнемиоценовый, III – нижне-среднемиоценовый и IV – верхний миоцен-плиоценовый. Поскольку каждый РССК включает в себя разные вещественно-фациальные ассоциации, детализирующие условия накопления осадков за значительный геологический интервал времени на обширном пространстве, то для их дифференциации выделены следующие литофизические комплексы: 1 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями. 2 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 3 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный, 4 – алеврито-глинистый кремнистый. Литофизические комплексы дают обобщенную характеристику для отложений, выделяемых по сейсмическим материалам и данным бурения на морских площадях. Четыре составленные карты литофизических комплексов показывают не только палеографические обстановки четырех временных интервалов, но, по существу, отражают тектоническое районирование осадочного чехла по вещественным (литофизическим) признакам.

1. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильёв и др.; отв. ред. К.Ф. Сергеев; Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.

2. *Косыгин Ю.А.* Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.

For the first time stage-by-stage tectonic zoning was performed for the Okhotsk Sea territory from structural and material (lithophysical) signs. For this purpose some special maps were compiled, which reflect structure and composition of different structural stages. As a whole, a set of maps is a constructive element of the Okhotsk Sea tectonic map.

А.В. Ильин

(Акустический институт имени академика Н.Н. Андреева)

Морфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта как суперпозиция структурных преобразований новообразованной земной коры

A.V. Ilyin

(Acoustic Institute, Moscow)

Morphology of the Mid-Atlantic Ridge rift zone as superposition of the new oceanic crust structural transformation

В тектонике литосферных плит рифтовые зоны соответствуют гребням срединно-океанических хребтов (СОХ), в рамках которых происходит образование, структуризация и становление океанической земной коры.

В медленно-спрединговых хребтах рифтовые зоны представлены двумя морфологическими провинциями – рифтовыми долинами и рифтовыми горами. Рифтовые горы являются конечным продуктом активных структурных преобразований земной коры. От них унаследован рельеф и структура акустического фундамента на всём пространстве дна океана, исключая подводные окраины материков и очаги внутриплитовой тектоники и вулканизма. По этой причине проблема происхождения рифтовых гор представляет особый интерес, а для её решения требуется анализ всей совокупности и последовательности геологических событий, связанных с эволюцией новообразованной земной коры в рифтовых зонах СОХ.

Ключевые структурные преобразования новой земной коры происходят в рифтовой долине. В Атлантическом океане она совпадает с центром симметрии всей морфоструктуры дна океана, поскольку Срединно-Атлантический хребет (САХ), не только срединный по общепринятой терминологии, но и медианный, разделяющий дно океана на две симметричные части. Это обстоятельство лучше всего свидетельствует о том, что центр спрединга САХ существует на одном месте в течение всей геологической истории Атлантики. Из этого следует, что рифтовая долина постоянно воспроизводится вдоль медианной линии САХ в непрерывном режиме (non stop).

Механизм формирования рифтовой долины связан с перманентным воздыманием периферических частей дна долины. Мотивацией к воздыманию новообразованной земной коры является постоянно действующий дефицит коровых масс в рифтовой долине САХ. Сам процесс воздымания обеспечивается изостазией и силами плавучести.

С поднятием дна рифтовой долины сопряжены тектонические дислокации, генерирующие высокую сейсмическую активность. В пределах поднимающегося склона широко распространены фрагменты субгоризонтальных ступеней, ограниченных уступами крутизной до 60–75°. Особенно активная сейсмичность характерна для нижних частей склонов рифтовой долины –

внутренних стен, которые находятся в состоянии перманентного тектонического обвала. В верхних частях склонов интенсивность нормального сбросообразования снижается, а в рифтовых горах практически сходит на нет. Последнее обстоятельство крайне важно для последующего рассмотрения проблемы происхождения рифтовых гор, которая остаётся пока нерешённой. Главный вопрос заключается в том, как склон рифтовой долины с односторонним падением превращается в совокупность хребтов и долин. Существует ряд моделей для объяснения указанного явления, которые по разным причинам, не вполне корректны.

Современные базы данных, подготовленные по материалам спутниковых альтиметрических измерений, в корне изменили представления о масштабах изменчивости параметров рельефа рифтовой зоны на коротких расстояниях. Эти данные подтвердили выводы о цикличности магматических и тектонических процессов в центре спрединга, впервые высказанные по результатам исследований на полигоне ФАМОУС. Идея цикличности плодотворна, поскольку позволяет наметить новые подходы к решению проблемы происхождения провинции рифтовых гор САХ.

В рифтовых долинах медленно-спрединговых хребтов существует постоянный гравитационный минимум. В стадии магматической активности центра спрединга происходит существенное возрастание массы земной коры. По этой причине различия в значениях аномалий силы тяжести на бровке склона рифтовой долины и в центре спрединга сглаживаются. В этом случае достижение изостатического равновесия происходит на сравнительно низком батиметрическом уровне. И наоборот, различия в аномалиях силы тяжести существенно возрастают, когда магматическая фаза цикла заканчивается и наступает этап относительного дефицита массы земной коры, связанного с тектонической фазой цикла. При этом достижение изостатического равновесия происходит на более высоком батиметрическом уровне. Другими словами, бровки склона рифтовой долины, соответствующие магматической и тектонической фазам цикла, будут различаться по глубине на сотни метров, что в среднем соответствует масштабам изменчивости глубин в рифтовых горах.

Если рассматривать формирование морфоструктуры рифтовых гор в свете представлений о тектономагматических циклах в центре спрединга, то граница провинции рифтовых гор, ограничивающая рифтовую долину извне, будет представлять неровный частокол, а морфоструктура рифтовых гор – сочетание хребтов и долин.

То есть, рельеф хребтов и долин возникает естественно, как отражение цикличности развития морфоструктуры центра спрединга. Но морфоструктура центра спрединга наследуется не по прямой линии, а через массу земной коры, характеризующую тот или иной цикл развития. По мере воздымания склонов рифтовой долины здесь развиваются мощные тектонические дислокации, выводятся на поверхность глубинные породы, отличающиеся

по составу от вулканических пород центра спрединга. Это лерцолиты, дуниты, гарцбургиты, серпентинизированные перидотиты и др.

Важно отметить, что на склонах рифтовых гор и гряд глубинные породы встречаются, повидимому, чаще, нежели в межгорных долинах, где преимущественным распространением пользуются пиллоу-базальты. Причина здесь та же. Чтобы сформировалась рифтовая гряда, земная кора должна быть поднята на большую высоту. Такие события сопряжены с тектонической фазой тектономагматического цикла, т.е. с максимальным выдвиганием приповерхностных горизонтов литосферы вверх.

Напротив, в понижениях между хребтами и грядами преобладают первичные породы центра спрединга, соответствующие магматической фазе цикла. В этом случае не требуется столь масштабного выдвигания блоков земной коры и литосферы вверх, поскольку достижение уровня изостатического равновесия происходит на более низком батиметрическом уровне.

Это принципиальная схема событий, характеризующая последовательность активных геологических процессов, которые начинаются в центре спрединга и заканчиваются этапом формирования рифтовых гор. В действительности, постоянно случаются сбои, поскольку магматические процессы в центре спрединга едва ли столь стационарны. Недавние исследования в области численного моделирования выдвигают на первый план, скорее нестационарную модель, утверждающую существование короткоживущих магматических камер в центре спрединга. Но это не меняет принципиальной схемы событий в рифтовой зоне. Просто усложняются детали генеральной схемы.

В свете предлагаемой концепции получает объяснение пилообразный зубчатый рельеф акустического фундамента, унаследованный от столь же пилообразного, в поперечном разрезе, облика рифтовых гряд. Более глубинные процессы эволюции океанической земной коры за пределами рифтовой зоны здесь не рассматриваются. Они связаны с термальными процессами в мантии земли под океаном. Но внешний тектонический образ земной коры, созданный в рифтовой зоне переносится на периферию дна океана без существенных изменений.

Суммируя главные положения концепции, отметим, что батиметрические уровни изостатического равновесия новообразованной земной коры соответствуют бровкам склонов рифтовой долины. Абсолютные глубины указанных уровней определяются их принадлежностью к той или иной фазе тектономагматического цикла. Наиболее низкое положение уровня изостатического равновесия будет соответствовать магматической фазе цикла, а более высокое – тектонической фазе развития центра спрединга. Все промежуточные этапы между верхним и нижним уровнями являются переходными от одной фазы цикла к другой и характеризуются в поперечном разрезе склонами рифтовых гряд. Перепады глубин между гребнями рельефа и межгорными долинами весьма разнообразны и колеблются от первых сотен метров до 1000 м и более.

Здесь затронуты самые общие вопросы нового подхода к объяснению генезиса рельефа рифтовых гор, основанного на комплексном использовании новейших данных по геодинамике, геофизике геологии, геоморфологии. Эти данные позволяют рассматривать формирование рифтовых гор и рифтовой зоны, в целом, как суперпозицию структурных преобразований новообразованной земной коры.

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

Transition of the new crust morphology into the rift mountains morphology takes place on the rift valley slopes by means the complex transformation of the earth crust. The main factor of the morphostructure changeability is the tectonomagmatic cyclicality of the geodynamic events (processes) in the centre of spreading. Succession of the cycles determines the level of the new earth crust the isostatic compensation and formation of the rift mountains province. Morphostructure of the rift mountains becomes the morphostructure of acoustic fundament all over the sea floor everywhere with the exception of the continental margin and the areas of intraplate tectonics and volcanism.

Б.Я. Карп, О.В. Бордиян, И.Б. Цой

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

Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления в центральной части Курильской островной дуги

B.Ya. Karp, O.V. Bordian, I.B. Tsoy

(Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

The seismic stratigraphy and sedimentary processes in the Central Kurile Island Arc

Сейсмические исследования, методом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), выполнены в центральной части Курильской островной дуги. Морфологически здесь выделяются: вулканическая дуга, представленная грядой Курильских островов и невулканическая дуга, которой соответствует подводный хребет Витязя. В пределах района исследований хребет Витязя морфологически выражен только до траверса о. Расшуа. На юго-восток склон хребта опускается к Курило-Камчатскому жёлобу, а на северо-запад в сторону междугового прогиба, отделяющего его от горного сооружения дуги. Междуговой прогиб протягивается в субмеридиональном направлении и представляет собой слабонаклоненную к жёлобу плоскость. Дно прогиба между островами Симушир и Расшуа осложнено тремя депрессиями. С глубин 4500–5000 м начинается континентальный склон жёлоба, глубина моря в жёлобе достигает 9000 м.

Цель исследований заключалась в получении новых данных о строении акустического фундамента, структуре осадочного слоя и распределении мощности осадков в районе работ.

Все вышеописанные морфоструктуры выделяются в рельефе акустического фундамента (АК). Глубина погружения фундамента увеличивается с северо-востока на юго-запад, от 4 с (двойное время распространения волны) до 8,5 с на континентальном склоне жёлоба. Возвышенности на северо-востоке и западе исследуемой области соответствуют хребту Витязь и склону вулканической дуги. Наиболее погруженные участки АК совпадают с областями максимальной мощности осадков. Исключением являются континентальный склон жёлоба и, частично, погруженная часть хребта Витязь, где неровности рельефа АК слабо компенсированы осадочным покровом. Осадки максимальной мощности (1,7 с) обнаружены в междуговом прогибе и на юге области.

Изученный участок склона вулканической дуги в рельефе АК наблюдается до глубины 3 с. Элементы рельефа здесь преимущественно вытянуты и ориентированы в субширотном направлении. Склон покрыт маломощным

слоем осадков. Осадочная толща делится на три сейсмических комплекса (СК1, СК2 и СК3). СК1, залегающий в основании осадочного чехла, сложен полупрозрачной толщей, содержащей волнистые отражающие границы. СК2 характеризуется наличием расходящихся отражений, что является свидетельством его образования в условиях существования здесь тектонических движений. Геометрия отражающих границ, внутри сейсмокомплексов 1 и 2, предполагает, что при их отложении происходило опускание поверхности осадконакопления. Процесс опускания стабилизировался в период отложения СК3. Для изученной части склона характерно развитие эрозионных каналов, по которым происходит вынос осадочного материала к жёлобу.

Вершинная поверхность хребта, в рельефе АК, представлена двумя массивами меридионального простирания. Массивы отделены друг от друга депрессией АК, совпадающей с каньоном, выделенным в рельефе морского дна. Дно каньона покрыто маломощным слоем осадков, мощностью до 0,3 с. Вершина хребта практически лишена осадочного покрова. Возраст пород драгированных со стенки каньона определён как эоцен. Восточный склон хребта круто наклонен к жёлобу, и лишён осадочного покрова. АК юго-западного склона хребта состоит из наклонных блоков, крутые стороны которых обращены в сторону междугового прогиба. Некоторые из этих блоков обнажаются на морском дне. Юго-западный склон покрыт слоем осадков мощностью до 1,0 с. Осадочный чехол здесь делится на три сейсмокомплекса СК1-СК3 (снизу вверх). Сейсмокомплексы 1 и 2 представлены слабо стратифицированными отложениями, с включениями хаотической сейсмофации. Вдоль подножия северо-западного склона хребта прослеживается крупный канал, промывающий отложения СК3. Возраст пород комплекса, поднятых со стенки канала, установлен как плиоцен-плейстоценовый.

АК в пределах погруженной части хребта Витязь образует набор асимметричных (наклонных) блоков, покрытых осадками с мощностью до 1.7 с. Осадочная толща здесь делится на пять сейсмокомплексов СК1-СК5. Нижний комплекс образован полупрозрачными отражениями. На севере в завершающей стадии накопления СК2 наблюдаются расходящиеся отражения, что свидетельствует о существовании тектонических движений в это время. СК3 представлен чередованием фаций стратифицированных и слабо стратифицированных отражений. На юге, внутри СК3, также наблюдаются расходящиеся отражения. СК4 и СК5 образованы слоистыми осадками, со следами воздействия океанических течений. Многочисленные субвертикальные разломы нарушают толщу осадков, покрывающих наклонные блоки АК.

В рельефе АК междугового прогиба, как единая структура прослеживается слабо. Поднятие фундамента субширотного простирания делит прогиб на две части, сохраняющие субмеридиональное направление. В осадочном чехле здесь выделяются три сейсмокомплекса (СК1-СК3 снизу-вверх). Вблизи вулканической дуги, в сейсмокомплексах 2 и 3 развиты осадочные тела, сложенные хаотической сейсмофацией. Можно предположить, что пе-

ремещение значительных масс осадков с островного склона вызвано землетрясениями. Геометрия отражающих границ в северной части прогиба свидетельствует о том, что накопление осадков здесь происходило одновременно с вертикальными тектоническими движениями. Тектонические движения происходили также и в южной части прогиба, о чем свидетельствует широкое развитие разломных нарушений, секущих толщу осадков. Воздействие океанических течений подтверждается широким распространением каналов и наличием осадочных волн в СК2 и СК3, на юго-востоке прогиба.

Осадочная толща на континентальном склоне жёлоба представляет собой аккреционную призму, образованную в результате субдукции океанической плиты. Осадочные отложения сильно деформированы оползневыми процессами и придонными течениями, размывающими осадки. На склоне жёлоба видны многочисленные следы надвигов. Дно Курило-Камчатского жёлоба заполнено осадками стратифицированной фации, мощностью до 0,6 с.

Осадочная толща исследованной области формировалась в условиях активной тектонической деятельности. По характеру движений исследуемый район условно может быть разделен на две части: южную и северную. В северной части преобладают вертикальные движения, которые происходили не позднее плиоцен - плейстоцена. Конфигурация отражений на северо-западе свидетельствует об активной вулканической деятельности, в результате которой значительные массы осадков накапливаются в основании островного склона. Тектонические движения другого рода происходили в южной части области. Осадочный чехол на юго-востоке исследованной области формировался в период существования здесь режима растяжения. Структурным выражением условий растяжения являются наклонные блоки. Вращательные движения блоков и образование системы субвертикальных разломов сопровождают процесс растяжения земной коры.

Single-channel seismic reflection investigations have been made in central part of the Kurile Island arc. Seismic-reflection data show that northern part of the study area was tectonically active in Pliocene-Pleistocene. The vertical tectonic movements were dominated during this period. Acoustic basement of the southeastern part of the study area has a block structure. The blocks are tilted. Sedimentary layer was formed during stretching of this area.

В.Н. Карнаух, Б.Я. Карп, И.Б. Цой

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

Структура фундамента и сейсмостратиграфия осадочного чехла северо-восточной части Японской котловины в районе возвышенности Богорова (Японское море)

V.N. Karnaukh, B.Ya. Karp, I.B. Tsoy

(Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Science, Vladivostok)

The Basement Structure and Seismic Stratigraphy over the north-eastern part of the Japan Basin in the Bogorov Rise area (Japan Sea)

Японская котловина является наибольшей и самой глубокой среди котловин Японского моря. Возвышенность Богорова расположена в пределах северо-восточной части котловины. В 1970–1980 гг. на близлежащем континентальном склоне и хребтах возвышенности было выполнено геологическое опробование пород фундамента и осадочного чехла. Установлено, что породы фундамента возвышенности Богорова представлены вулканогенными образованиями различного состава. Преобладающими породами являются базальты, трахиандезиты и трахиты, относящиеся к среднемиоцено-плиоценовому вулканическому комплексу [1, 2]. Определения абсолютного возраста вулканических пород возвышенности К-Аг методом показало, что их возраст изменяется от 18 млн лет до 6,5 млн лет. В 1990 г. в Японской котловине восточнее возвышенности Богорова были отработаны два профиля глубинного сейсмического зондирования. В результате было доказано наличие здесь коры океанического типа толщиной 8,5 км, включая осадки мощностью около 2 км [3]. На основании полученных данных предполагается, что возвышенность Богорова является вулканической постройкой, сформированной вследствие вулканической активизации центральной части Японского моря в процессе океанического спрединга.

В 1990–1997 гг. эта часть Японского моря была исследована экспедициями Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН методом непрерывного сейсмопрофилирования по плотной сети профилей. Для определения возраста осадков выполнено изучение диатомей, обнаруженных в осадочных породах возвышенности Богорова и части материкового склона. Реконструкция условий формирования осадков проводилась на основе анализа экологического состава диатомовых комплексов.

По результатам сейсмических работ составлены карты рельефа морского дна, поверхности акустического фундамента (АФ) и мощности осадочного чехла. В рельефе АФ возвышенность Богорова имеет сложные очертания, ограничивается изогипсой 6,2 с и имеет западный отрог, который подходит

вплотную к материковому склону. Выраженной в рельефе морского дна возвышенности Богорова соответствуют два субмеридиональных поднятия АФ. Материковый склон простирается в северо-восточном направлении. Между материковым склоном и возвышенностью Богорова выделяется депрессия АФ северо-восточного простирания, названная “Окраинной депрессией”. Длина депрессии около 120 км, при ширине около 30 км. Глубина залегания АФ в депрессии составляет 6,6–7,0 с. Депрессия заполнена осадками мощностью 1,6–2,2 с. В частях Японской котловины, примыкающих к возвышенности Богорова, акустический фундамент залегает на глубине 6,2–7,0 с. Мощность осадков здесь 1,4–2,2 с. В седловине между хребтами возвышенности выделяется небольшое осадочное тело, мощность отложений в котором составляет 0,2–0,4 с. Мощность осадков в нижней части материкового склона составляет 0,2–0,4 с и увеличивается вверх по склону до 0,8 с. На значительной части изученной площади обнаружены деформации осадочного слоя. Эти деформации проявляются в виде малоамплитудных разломов-сбросов, лежащих на глубине около 0,2 с от поверхности морского дна, секущих осадочный чехол, и, обычно, не проявляющихся в рельефе акустического фундамента. Появление этих деформаций, предположительно, объясняется сжатием, распространившимся в эту часть Японского моря со стороны позднеогеновой зоны активного взбросообразования в восточной части Японского моря [4]. Кроме того, в некоторых областях Японской котловины вокруг возвышенности Богорова и ее западного отрога в осадочном чехле наблюдаются узкие, шириной до 2 км, вертикальные зоны, характеризующиеся наличием локально вогнутых вниз отражений. Эти зоны начинают проявляться на глубине около 0,2 с от поверхности морского дна в виде узких депрессий V-образной формы и прослеживаются вниз по разрезу до поверхности акустического фундамента. Амплитуда прогибания отражающих горизонтов, как правило, увеличивается с глубиной и достигает значения 0,3 с. Сверху депрессии заполнены осадками и в рельефе морского дна не проявляются. Образование этих зон, возможно, связано с повышенным содержанием газа.

В осадочном чехле материкового склона выделяется два акустических комплекса – SB1 и SB2 (снизу вверх). Комплекс SB1 имеет мощность до 0,6 с. Местами породы комплекса обнажаются на поверхности морского дна. Комплекс SB2 имеет мощность до 0,3 с.

Породы осадочного чехла возвышенности Богорова представлены разнообразными вулканогенно-осадочными породами, отложенными в интервале от среднего миоцена (12,9–11,5 млн лет) до раннего плиоцена (5,5–3,9/3,5 млн лет). На основе изучения диатомей установлено, что со среднего миоцена по ранний плиоцен накопление осадков происходило в относительно стабильной обстановке в батимальных условиях в нижней части склона подводной возвышенности. В этот период наблюдается тенденция к углублению бассейна седиментации и ослабление влияния терригенного сноса с континента.

На материковом склоне осадочные породы были подняты на 23 станциях. Опробование основания комплекса SB1 показало, что осадки здесь представлены отложениями среднего миоцена (15,9–13,1 млн лет). Верхняя часть комплекса SB1 имеет возраст (12,9–11,5 млн лет). В среднем миоцене на рассматриваемом участке материкового склона условия седиментации менялись от шельфовых до верхнесклоновых. Отложение комплекса SB2 представлены непрерывным разрезом от позднего миоцена до плиоцена-плейстоцена. Условия седиментации во время накопления осадков SB1 и SB2 преимущественно соответствовали условиям шельфа и верхней части склона.

1. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

2. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т. и др. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 118–122.

3. Hirata N., Karp B.Ya., Yamaguchi T. et al. Ocean crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR expedition // Geophysical Research Letters. 1992. V. 19. №.20. P. 2027–2030.

4. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // Bull. Geol. Surv. Japan. 1988. V. 39(5). P. 269–365.

Single channel seismic reflection survey and bottom geological sampling were carried out in the north-eastern part of the Japan Basin in the Bogorov Rise area. The basement structure and seismic stratigraphy were studied using integrated seismic, micropaleontological and geological data. The Late Neogene deformation of the sedimentary layer and areas of gas-content sediments were identified in the study area.

В.П. Коболев¹, Ю.А. Богданов²

(¹Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, e-mail: kobol@igph.kiev.ua; ²НТЦ «Геоиндустрия», г. Харьков, e-mail: enio@geoind.up.ua)

Кольцевая структура в Черном море к западу от Тарханкутского п-ова: астроблема?

V.P. Kobolev¹, Yu. A. Bogdanov²

(¹Institute of geophysics, National Academy of Sciences, Kyiv;

²Scientific and technical centre «Geoindustry», Kharkov)

Ring structure in the Black Sea, off Tarkhankut peninsula: astrobleme?

По данным пакета "SRTM30 Plus", отражающего совмещенный рельеф суши и океанического дна (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>), к западу от Тарханкутского полуострова Крыма между изобатами 50 и 100 м отчетливо фиксируется узколокализованная изометричная депрессия. Согласно графическому материалу, плотность фототона изображения структуры имеет градиацию, соответствующую изобатам рельефа морского дна от 50 до 1500 м, что можно принять за аномальное увеличение глубины депрессии превышающей 1000 м при диаметре около 20 км.

Отдавая отчет в невероятности подобного ранее незамеченного аномального углубления дна на этой акватории интенсивного мореплавания и его отсутствия на современных навигационных картах, мы проанализировали геолого-геофизическую информацию по этому региону и провели в 27-м рейсе НИС «Владимир Паршин» (сентябрь, 2006 г.) специальные геолого-геофизические исследования в районе названной нами Западно-Тарханкутской аномалии. Интерес к этому региону Черноморского бассейна обусловлен его перспективностью в нефтегазоносном отношении, а также ранее обнаруженными на Тарханкутском полуострове Крыма и прилегающей акватории аномалиями теплового потока и повышенной электропроводности.

На исследуемой площади (координаты полигона: 45°33,0' – 45°12,5' с.ш. и 32°05,0' – 32°30,0' в.д.) были отработаны восемь галсов гидроакустических, гравимагнитометрических и электромагнитных наблюдений, а также проведено геологическое опробование донных отложений ударной гравитационной трубкой.

Метод геополяритонного зондирования (ГПЗ) позволяет регистрировать пассивное электромагнитное излучение на оптимальной для данной глубины частоте. Основными источниками регистрируемого излучения являются дислокации, механические напряжения и зоны контакта горных пород с различными физико-механическими свойствами.

В результате гидроакустических промерных работ и последующей интерполяции полученных данных установлено, что рельеф изученного участка ровный, соответствует рельефу плиоценовой субаэральной равнины северо-

западного шельфа Черного моря с плавным понижением платообразной ее поверхности к югу от отметок 36–40 м к отметкам 50–55 м. Каких-либо аномальных изменений в рельефе дна на исследуемой площади не обнаружено.

Геологическое опробование ударной гравитационной трубкой вскрыло стандартный разрез осадков – современные мидиевые и новозвксинские илы с характерной фауной *Dreissena*. Следует отметить, что в илах было обнаружено тонкорасеянное вещество в виде космических шариков.

Рассматриваемая Западно-Тарханкутская аномалия расположена в зоне пересечения Николаевского и Сулинско-Тарханкутского разломом и пространственно совпадает с депрессией палеозойского фундамента и наложенной впадиной нижнемеловых отложений.

Проведенные на этом полигоне гравиметрические наблюдения фиксируют к северо-западу от полуострова в пределах $45^{\circ}26' \div 45^{\circ}33'$ с.ш. и $32^{\circ}16' \div 32^{\circ}29'$ в.д. область с пониженными значениями силы тяжести (Δg), которая по контуру значений приблизительно 13 мГал располагается в пределах северной части рассматриваемой Западно-Тарханкутской аномалии. Учитывая изменение длины градуса с широтой, эта аномалия в километровом исчислении имеет практически изометричную форму диаметром около 12 км. Следует также отметить, что рассматриваемая аномалия не имеет единого центра, в ее пределах четко выделяются два локальных понижения уровня Δg , из которых восточное имеет значение около 8 Мгал, западное – менее 10 Мгал. Эти локальные аномалии отражают строение восточного сегмента Михайловской депрессии.

Морфология аномального магнитного поля исследуемой площади существенным образом отличается от прилегающих территорий. На фоне мозаики положительных магнитных аномалий, достигающих сотен нТл, непосредственно в пределах Западно-Тарханкутской аномалии выделяются два нулевых минимума, разделенных узколокализованной полосой повышенных значений (40 нТл) северо-северо-западного простирания.

По данным электромагнитных наблюдений на исследуемой площади были зафиксированы интенсивные аномалии геополяритонного излучения (ГПИ). Обращает на себя внимание концентрическое строение мощного аномального ГПИ в центральной части полигона, соответствующее выделенной по космическим снимкам узколокализованной изометричной депрессии.

В результате интерпретации полученных материалов электромагнитных наблюдений можно предположить, что источником столь мощного естественного импульсного электромагнитного излучения является аномальная область концентрации напряжений в центральной части профиля диаметром свыше 25 км и глубиной до 8 км. В этой области, прорывающей разрез от четвертичных до нижнемезозойских отложений, фиксируется диагональная сеть концентраций механических напряжений, которые могут быть обусловлены ослабленными тектоническими зонами. В этих зонах разуплотнения интенсивность геополяритонного излучения снижается.

Полученное аномальное распределение напряжений, в сочетании с анализом формы и амплитуды зарегистрированных сигналов геополаритонного излучения в районе Западно-Тарханкутской аномальной зоны позволяют нам высказать предположение об импактном генезисе исследованной кольцевой структуры. Судя по отсутствию заметных радиально расходящихся зон концентраций напряжений, характерных для точечного удара, небесное тело имело неправильную форму. В момент удара оно распалось на несколько фрагментов, крупных в центральной части и более мелких по краям. В результате падения произошла значительная деформация или полное разрушение слоистой структуры на глубину до 6–8 км в центральной части астроблемы, где упали два центральных фрагмента небесного тела. Боковые фрагменты оказали заметное воздействие на глубину не более 3–5 км. Зоны концентрации напряжений, перпендикулярные направлению падения, прослеживаются на расстоянии не менее 8 км вне зоны интенсивного воздействия. На фоне горизонтально залегающих пластов осадочных горных пород отмечены разрывные нарушения и зоны напряженного состояния в целом образуют кольцевую структуру. А найденное в илах тонкорассеянное вещество, очень напоминающее космические шарики, является прямым подтверждением импактного генезиса исследованной структуры.

Можно предположить, что зафиксированные "зоны молчания" в аномальной области могут быть как фрагментами небесного тела, так и зоной интенсивного дробления горных пород ударной волной. В первом случае падающее тело могло быть метеоритом, состоящим, как правило, в основном из железа. Благодаря высокой проводимости интенсивность регистрируемого излучения вблизи железных тел резко снижается. Во втором случае импактная структура, скорее всего, могла быть образована ядром кометы, состоящим из льда с примесью газа и пыли. При ударе о земную поверхность ледяная масса могла полностью испариться, а наблюдаемые нарушения могли быть вызваны ударной волной.

The paper presents results of geological-geophysical studies of the Western Tarkhankut anomaly derived from satellite radar tomography measurements. Based on an analysis of the structural-tectonic setting of the Western Black Sea region, the geopolariton sounding, gravity and magnetic results from this feature obtained during the 27th cruise of the R/V "Vladimir Parshin", its impact origin is proposed.

Р.И. Кутас

(Институт геофизики НАН Украины, Киев, kutro@ndc.org.ua)

Геотермические условия зон газовыделения и грязевого вулканизма в Черном море

R.I. Kutas

(Institute of Geophysics National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv)

Geothermal conditions of gas expulsions and mud volcanism zones in the Black Sea

За последние годы в Черном море получено более 150 новых определений теплового потока. Общее количество определений теплового потока в Черном море, включая измерения в глубоких скважинах на шельфе и в прибрежной зоне, превышает 600. Исследования геотермических параметров выполнялись более совершенными зондами, позволяющими измерять температуру водной толщи и осадков, геотермический градиент и теплопроводность осадков в условиях их естественного залегания. Геотермические измерения проводились в комплексе с другими геолого-геофизическими исследованиями (батиметрией, эхолотированием, сейсмоакустикой, отбором проб осадков, воды и газов и др.), что способствовало более обоснованному анализу полученных результатов и уменьшению неоднозначности их интерпретации.

Черное море известно как осадочный бассейн с низким тепловым потоком, природа которого не имеет до настоящего времени однозначного объяснения. Новые данные в целом не изменили существующих представлений о низком ($20\text{--}40\text{ мВт/м}^2$) уровне тепловых потоков в глубоководной котловине. В то же время они позволили выделить большое количество локальных аномалий разной интенсивности и знака. Они тяготеют в основном к периферийным частям бассейна, где отмечаются существенные изменения мощности и строения осадочной толщи.

Плотность тепловых потоков в придонном слое осадков зависит от многих факторов, влияющих на распределение источников тепла, условия теплопереноса в земной коре или теплообмена на ее поверхности и определяющих региональные и локальные особенности поля. Региональный характер поля определяют геодинамические процессы, с которыми связаны образование и развитие мегавпадины, накопление и дегидратация осадков, изменение климата в недавнем прошлом. Низкий уровень тепловых потоков большинство исследователей связывают с накоплением мощного слоя осадков. Локальные особенности увязываются со строением осадочной толщи и происходящими в ней или на ее поверхности геологическими явлениями или физико-химическими процессами.

В Черном море зоны сейсмической активности, флюидо-газовых проявлений, глиняного диапиризма и грязевого вулканизма, газогидратности осадков выявлены в разных тектонических и геоморфологических зонах –

на шельфе, континентальном склоне, глубоководной котловине, но большая часть их концентрируется в периферийных частях впадины. В их пределах были выявлены существенные аномалии теплового поля. Для изучения природы таких аномалий теплового поля и механизма их формирования были выполнены детальные исследования на нескольких полигонах, расположенных в разных условиях.

Повышение тепловых потоков наблюдается в зонах разломов, в грязевых вулканах, над диапировыми структурами у подножия континентального склона. Детальные исследования были проведены на грязевом вулкане Двуреченского, который в период измерений (2002–2004 гг.) находился в активном состоянии. Здесь на площади около 8 км² было выполнено более 20 определений теплового потока. Температуры на глубине 2,5 м изменяются от 9,15 до 20,17°C при практически неизменной температуре ((9,01±0,02°C) придонного слоя воды, а тепловые потоки – от 50 до более 2000 мВт/м². Измеренная *in situ* теплопроводность осадков изменяется от 0,8 до 2,5 мВт/м². Тепловые потоки во всех пунктах рассчитаны по среднему значению коэффициента теплопроводности (0,9 Вт/м·К). В большинстве случаев увеличение теплопроводности сопровождается увеличением градиента температуры, что свидетельствует о преобладающей роли конвективного теплопереноса.

Разнообразные вариации геотермических параметров установлены в газосодержащих осадках и на участках интенсивного газовыделения. Характер возмущений зависит от состояния газа, который, как известно, может находиться как в свободном или растворенном, так и твердом (газогидратном) состоянии. На участках выхода свободного газа зарегистрированы низкие тепловые потоки (18–30 мВт/м²), а в зонах выхода газифлюидных потоков — повышенные. Наиболее детально исследованы геотермические условия газовыделяющих структур на полигоне в палеодельте р. Днепр. Полигон расположен на северо-западном континентальном склоне. С востока он ограничен Западно-Крымским (Николаевским) разломом, а с запада – системой нарушений, оперяющих Одесский глубинный разлом. Полигон характеризуется сложным рельефом, свидетельствующим о современной активности этого региона. Континентальный склон осложнен оползнями, изрезан каньонами, уступами, хребтами, долинами. Многочисленные выбросы газа разной интенсивности и формы (отдельные и групповые сипы, газовые «туманы» и т.п.) приурочены к хребтам, склонам каньонов, отдельным конусообразным поднятиям или воронкам.

На полигоне выполнено свыше 30 определений теплового потока. Тепловые потоки изменяются от 20 до 87 мВт/м². Преобладают низкие (20–35 мВт/м²) значения, характерные для участков газовыделения. Повышенные значения наблюдаются в зонах разломов. Установлены существенные вариации геотермических градиентов и теплопроводности, как по площади, так и по глубине. На всех газовыделяющих участках зафиксировано резкое уменьшение градиента нижними датчиками. Часто оно сопровождается

уменьшением теплопроводности (от 0,9–1,0 до 0,6–0,7 Вт/м·К). Эти возмущения теплового поля обусловлены газовым фактором. Газ обладает низкой теплоемкостью и его поток слабо влияет на распределение температур. Однако свободный выход газа сопровождается понижением давления, которое инициирует движение воды. Насыщение осадков газом понижает их теплопроводность, а движение воды в окрестности зонда – повышает. Концентрация газа увеличивается с глубиной. Непосредственно под относительно тонким приповерхностным комплексом покровных илов залегает слой газонасыщенных пород. Об этом свидетельствует не только геотермические данные, но и результаты геохимических и сейсмоакустических исследований. При внедрении измерительного зонда в осадки его нижняя часть проникает в газонасыщенные породы. Происходит выход газа, снижение давления, дополнительный приток к зонду воды и газа. Развитие этих процессов, очевидно, существенно зависит от различных локальных факторов (состава и структуры пород, их водо- и газонасыщенности, проницаемости и т.п.), что разнообразит результаты геотермических измерений. Геотермические градиенты изменяются по глубине и латерали в 1,5–2 раза, измеренная *in situ* теплопроводность осадков — от 0,60–0,65 до 1,5–2,5 мВт/м². При этом теплопроводность тех же осадков (поднятых грунтовыми трубками), измеренная в лабораторных условиях тем же методом не выходит за пределы 0,8–1,1 мВт/м².

Существенное влияние на результаты геотермических измерений оказывает присутствие в осадках газогидратов. Оно особенно заметно при измерении теплопроводности *in situ*, которое сопровождается нагревом пород вокруг зонда. Для разложения газогидратов необходимо повышение температуры на 1–10°С при изменении глубины моря от 640 до 2200 м. Искажения геотермических параметров в этом случае связаны с поглощением тепла при разложении газогидратов, изменением водо- и газонасыщенности осадков, движением воды и газа.

In the deep-water through of the Black Sea the present regional character of the thermal field is defined by basin opening at the end of Cretaceous and accumulation of sediments (14–16 km). The significant local thermal anomalies are caused by geodynamic and physic-chemical processes in the sediment layer. The strong variability is created by water flow and gas content.

С.П. Левашов¹, Н.А. Якимчук¹, И.Н. Корчагин²

(¹Центр менеджмента и маркетинга ИГН НАНУ, e-mail: yakymchuk@karbon.com.ua, Киев; ²Институт геофизики НАНУ, e-mail: korchagin@karbon.com.ua, Киев)

Возможности геоэлектрических методов при геолого-геофизических исследованиях в морских акваториях

S.P. Levashov¹, N.A. Yakymchuk¹, I.N. Korchagin²

(¹Management and marketing Center of the Institute of Geological Sciences, Kyiv,

²Institute of Geophysics of Ukrainian National Academy of Science, Kyiv)

Possibilities of geoelectric methods during geologic-geophysical investigation in marine areas

Экспресс-технология геоэлектрических исследований, а также “прямых” поисков и разведки скоплений углеводородов (УВ), включающая методы становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ), в 2001–2005 гг. прошла широкую апробацию на нефтегазовых месторождениях и перспективных площадях в Украине, Казахстане, России, Болгарии [1].

Методические вопросы проведения геоэлектрических измерений с использованием технологии СКИП-ВЭРЗ в акваториях морей и океанов с борта судна отрабатывалась в 2004 и 2006 гг. во время выполнения сезонных работ 9-ой и 11-ой Украинских антарктических экспедиций в районе УАС «Академик Вернадский», а также в близлежащих акваториях Антарктического п-ва и в пр. Дрейка.

Сезонные работы в Антарктиде открыли ряд новых направлений применения метода ВЭРЗ. Во-первых, зондированием определена мощность ледника на о. Галиндез, что позволило построить как трехмерную модель ледовой крышки, так и карту-схему подледного рельефа острова. Во-вторых, результаты зондирования продемонстрировали целесообразность применения метода ВЭРЗ для изучения глубинного строения земной коры – структуры осадочного чехла и неоднородностей фундамента.

В 2006 г. зондирование выполнялось до глубины 32760 м с шагом 10 м. По времени процесс зондирования в одной точке занимал около 20 минут. Всего за время экспедиции выполнено более 200 зондирований, из которых около 150 оказались кондиционными. По данным зондирований в отдельных точках сформировано пять профилей, для которых построены вертикальные геоэлектрические разрезы глубинного строения. Вдоль шестого профиля (свыше 25 км) впервые в Антарктическом регионе закартирована аномалия типа «залежь», а зондированием ВЭРЗ в интервале до 3500 м выделено несколько аномально поляризованных пластов типа «залежь углеводородов» (рис. 1).

Профиль 1 отработан в пр. Дрейка. Его длина – 985 км, вдоль профиля выполнено зондирование в 49 пунктах. Линия профиля пересекает важный

структурный элемент региона – разломную зону Шеклтона. Профиль 3 расположен в пр. Брансфилда, его длина – 270 км, он включает 37 точек ВЭРЗ (рис. 2). Профиль 5 включает пункты зондирования, от УАС «Академик Вернадский» до северо-восточной части Ю.Шетландских о-вов. В профиль включено 60 точек ВЭРЗ, его длина – 465 км.

На всех разрезах уверенно прослеживается граница Мохо. Практически во всех точках ВЭРЗ по характеру изменения кривой диаграммы устойчиво выделяется небольшой по мощности переходной слой между земной корой и верхней мантией. На всех разрезах глубинного строения граница Мохо характеризуется наибольшей дифференциацией. В некоторых точках диаграммами зондирования на уровне глубин мантии также фиксируются неоднородности. На профиле через пр. Дрейка зафиксированы две границы Мохо на различной глубине. Переходной слой между нижней корой и верхней мантией фиксируется здесь не всеми диаграммами ВЭРЗ.

Результаты применения технологии СКИП-ВЭРЗ в сезонных работах 9-ой и 11-ой Украинских антарктических экспедиций еще раз подтвердили высокую оперативность, мобильность и эффективность отдельных методов технологии при решении разнообразных геолого-геофизических задач. Опыт работ в Антарктическом регионе способствовал также совершенствованию технологии.

1. В экспедициях отработаны основные методические вопросы, технические аспекты и технологические нюансы проведения измерений аппаратурными комплексами СКИП и ВЭРЗ в акваториях морей и океанов с борта судна.

2. Исследования на леднике о. Галиндез и леднике Уиггинз на Антарктическом полуострове продемонстрировали высокую эффективность метода ВЭРЗ при решении задачи определения мощности ледникового покрова.

3. В акваториях Антарктического п-ова съемкой СКИП

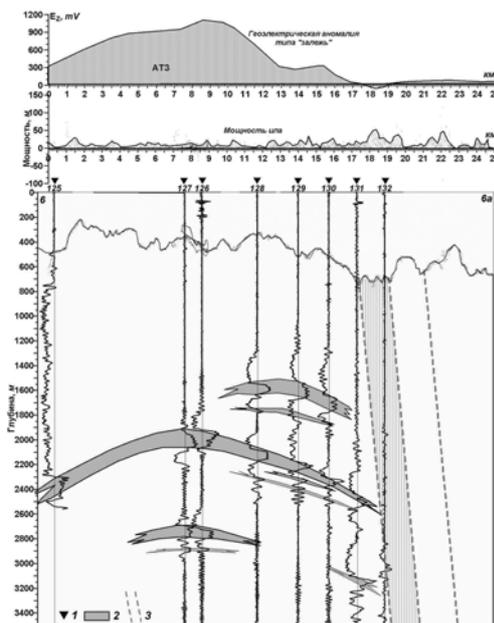


Рис. 1. Результаты зондирования над аномальной зоной типа «запад углеводородов». 1 – пункты ВЭРЗ №№ 125-132; 2 – аномально поляризованные пласты типа «запад углеводородов»; 3 – зона тектонического нарушения.

впервые закартирована аномалия типа «залежь», а зондированием ВЭРЗ в интервале этой аномалии выделены АПП типа «залежь углеводородов». Это свидетельствует не только о принципиальной, но и практической возможности применения технологии СКИП-ВЭРЗ при поисках и разведке скоплений УВ в акваториях Черного и Азовского морей.

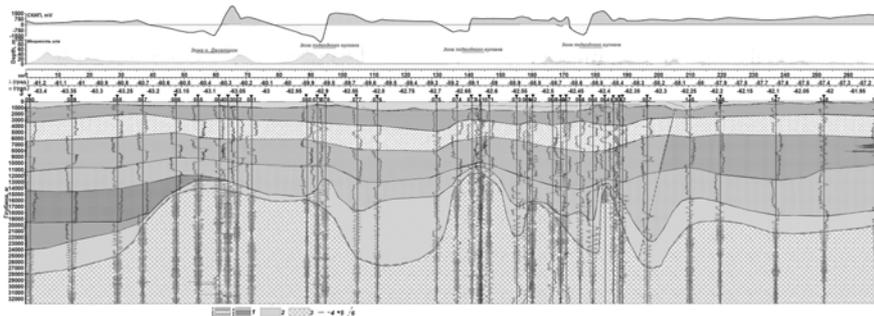


Рис. 2. Графическое представление данных геоэлектрических исследований методами СКИП и ВЭРЗ (график изменения поля СКИП и диаграммы ВЭРЗ) и схематическая модель глубинного строения земной коры вдоль профиля 3 в проливе Брансфилд.

1 – комплекс эффузивных и кристаллических пород; 2 – породы переходного слоя "кора-мантия"; 3 – породы верхней мантии; 4 – граница Мохо; 5 – пункты ВЭРЗ; 6 – тектонические нарушения.

4. Работы в морских акваториях продемонстрировали высокую эффективность метода ВЭРЗ при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии, чем предопределили еще одно принципиально важное направление применения технологии, дальнейшее развитие которого сулит существенный прогресс в повышении эффективности площадных региональных геолого-геофизических исследований.

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Возможности и перспективы применения геоэлектрических методов при поисках и разведке месторождений углеводородов // Сборник материалов Международной научно-практической конференции «Актуальные проблемы прогнозирования, поисков, разведки и добычи нефти и газа в России и странах СНГ. Геология, экология, экономика» / Под ред. чл.-корр. РАН Белонина М.Д. СПб.: Недра, 2006. С. 505–520.

The 2006 year geoelectric investigations data in the Antarctic peninsular region are given. The “deposit” type anomaly was discovered for the first time in near lying area of water. Over 150 soundings for 32000 m depths were realized in the UAS “Academician Vernadskiy” vicinity, in the Bransfield strait and Drake Passage.

Г.Л. Лейченков¹, Ю.Б. Гусева², В.В. Гандюхин²

(¹ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: german_1@mail.ru;

²ПМГРЭ, Санкт-Петербург, Ломоносов, e-mail: antarctida@peterlink.ru)

Ранняя история оледенения Восточной Антарктиды:

результаты интерпретации морских сейсмических данных

G.L. Leitchenkov¹, Ju.B. Guseva², V.V. Gandyukhin²

(¹VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg; ²PMGRE, Saint-Petersburg)

**Early Galaciation of East Antarctica: interpretation of marine
MCS data**

Оледенение антарктических шельфов сопровождалось выносом большого количества обломочного материала в глубоководную область Южного океана, где за счет склоновых процессов седиментации и под действием донных течений происходила его дальнейшая транспортировка и перераспределение. Главным средством переноса терригенного материала являлись турбидитные потоки различной плотности, которые инициировали образование подводных каньонов и сопряженных с ними прирусловых валов, а также некоторых других специфических фаций. Сейсмические исследования, выполненные в окраинных морях Антарктики, позволяют выявить смену характера осадконакопления, обусловленного оледенением, и за счет корреляции границ региональных несогласий с привлечением результатов бурения и других данных о глобальных изменениях климата, определить историю развития антарктического ледникового щита.

На основании сеймостратиграфического анализа предполагается, что в среднем эоцене (около 42 млн лет назад) антарктический ледниковый покров впервые достиг края шельфа в западной части Земли Уилкса двигаясь со стороны гор Гамбурцева, где располагался центр оледенения, по глубокой долине бассейна Аврора, расположенного между 110° в.д. и 120° в.д. Остальная часть антарктической окраины в это время была свободна ото льда, а шельфы Восточной Антарктиды вероятно находились выше уровня моря, о чем свидетельствует обнаружение речного конуса выноса на континентальном слоне моря Дэйвиса (район станции Мирный). В позднем эоцене – раннем олигоцене (около 34 млн лет назад) ледниковый щит распространился на всей окраине Восточной Антарктиды. После своего максимального разрастания в раннем олигоцене, он оставался нестабильным, циклично изменяясь по площади своего развития, и только в среднем миоцене (около 14 млн лет назад) достиг устойчивого равновесия. Изучение мощности ледниково-морских осадков в окраинных морях Антарктики позволяет предполагать, что на протяжении длительного периода геологического времени скорости ледового стока были максимальны в западной части Земли Уилкса и в районе впадины Ламберта.

Variations in a seismic pattern observed across major seismic horizons on the East Antarctic margin (EAM) are correlated with paleoenvironmental changes deciphered from drilling data and deep-sea “proxy” records. Our results indicate that the EAM was glaciated at different times. Ice Sheet first reached the western Wilkes Land margin in the Middle Eocene and then advanced onto most parts of the East Antarctic shelf during the earliest Oligocene.

Т.Д. Леонова

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

Геоморфологическое районирование побережья залива Николая

T.D. Leonova

(V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of Russian
Academy of Science, Vladivostok)

Morphodynamic zoning of the Nikolay bay coast

Район залива Николая – один из характерных участков охотоморского побережья риасового типа, где береговая линия Охотского моря проходит вкрест простирания основных геологических структур окраины материка [1]. В пределах рассматриваемой территории было выделено 4 береговых района.

Западное побережье залива Николая довольно пологое. Оно представлено длинным юго-восточным склоном горста Тохареу плавно уходящим под уровень вод залива Николая. В соответствии с морфоструктурой по юго-восточному склону горста распространены обширные, полого наклонные равнины, постепенно снижающиеся от абсолютных высот 150–200 м до уровня моря. Предгорная равнина имеет ширину до 5–6 км. По берегам залива морской абразией созданы отвесные обрывы высотой от 2–5 м до 50–100 м и больше. В береговых обнажениях этого побережья преобладают склоновые отложения и отложения низко порядковых временных водотоков, представленных суглинками и супесями со щебнем, дресвой, гравием и мелкой плохо окатанной галькой. Также здесь часто встречается перемытый материал палеогеновых отложений. И, наконец, широко распространены в пределах предгорных равнин органогенные отложения – торфяники, которые почти сплошным покровом (мощностью от 0,5–1,0 м до 4,5 м) застилают поверхность полого наклонных равнин, образуя характерные для этого района обширные заболоченные равнины – мари [2].

Таким образом, основное развитие в этом районе получили обрывистые абразионные берега без пляжа, но на северном участке есть и вторично расчлененные абразионно-аккумулятивные берега. Их возникновение связано с образованием серии кос, обусловленного падением энергии волнового поля при входе волн в залив Николая. Южнее мыса Гроте тянется небольшая песчаная коса Чуминьжа, переходящая в осыхающую отмель. На отмели лежит песчаный островок. К югу протягивается еще серия кос. Они образуют осыхающие бухточки с западной стороны. Осушка на севере значительна только вблизи кос. К югу ее ширина увеличивается до 2 км. Западный берег отмел и постепенно понижается к центру залива.

Южное побережье залива Николая представляет собой обширные заболоченные торфяные равнины (мари) с характерным плоским, местами грядово-бугристым и западинным рельефом. По долине нижнего течения

реки Усалгин наблюдается постепенное снижение низких равнин к берегу моря и такое же плавное повышение их к бортам долины, где они сливаются с полого наклонными равнинами. Над уровнем воды в реке Усалгин (в прилив) эти равнины поднимаются на 2–3 м, причем большую часть разреза занимает торф, имеющий мощность до 2–3 м. Под торфом в береговых обрывах обнажаются серые, синие и черные алевриты, илистые суглинки и глины, тонкослоистые пески, в которых обнаружена диатомовая флора и фораминиферы голоценового возраста.

В приустьевой части долины реки Усалгин распространены довольно крупные (диаметром 0,5–1,0 км) котловинообразные понижения, к которым приурочены озера. Усалгин выносит в залив большое количество осадков (главным образом илистых и песчаных), что приводит к формированию обширных отмелей в устье реки, широкой илистой лайды и низких затопливаемых прибрежных равнин (типа маршей) в кутовой части зал. Николая. Происходит заполнение этой части залива речными наносами и выдвигание вперед дельты р. Усалгин.

По предположениям А.П. Кулакова [1] в среднем или, скорее всего верхнем плейстоцене, когда морские воды впервые за четвертичное время заполнили зал. Николая, устье Усалгина располагалось по крайней мере на 20–30 км юго-западнее современного устья и зал. Николая был примерно в полтора раза длиннее. Процесс сокращения акватории залива за счет выдвигания дельты Усалгина будет продолжаться и в дальнейшем, поэтому через несколько тысяч лет можно ожидать заполнение большей части залива осадками.

Береговая линия вдоль **восточного побережья зал. Николая** имеет слабоизвилистые очертания. Преобладающие типы берегов – абразионный с широким бенчем и абразионно-аккумулятивный выровненный прибрежным мелководьем. Выхолмленность предгорий хр. Мевачан обуславливает различную высоту абразионных уступов (от 5–10 до 50–70 м). Необходимо отметить отсутствие на берегах залива какого-либо подобия лестниц морских террас. Разновысотность междуречий здесь определяется характером «изначального» рельефа предгорной поверхности, которая почти на всей площади, доступной наблюдениям, фиксирована остаточной корой выветривания мощностью до 10–12 м. Выветрелые образования на юрских осадочных породах представлены глинисто-алевритовым материалом. Они имеют желтоватую окраску и прослеживаются с перерывами на протяжении нескольких километров вдоль береговых уступов (район м. Желтого и др.). На гранодиорит-порфирах в районе м. Довако кора выветривания имеет желтовато-оранжевый цвет. Абразионные уступы восточного побережья зал. Николая сложены как коренными породами, так и рыхлыми отложениями: галечники с валунами, пески, алевриты, а также суглинки с примесью щебня и дресвы [2].

Интересным участком на восточном побережье является район м. Низкого (урочище Мысовая марь). Его особенностью является то, что река Красно-

перка протекает вдоль побережья более 3 км, принимая притоки в свои воды. Продолжением урочища является узкая двухкилометровая коса высотой 2–4 м. Вдоль косы протягивается осушка, которая к югу заметно увеличивается.

Северное побережье зал. Николая представлено практически полностью осушаемым побережьем зал. Мухтеля. Залив мелководный (глубина 1 м), испестрен каналами стока рек и приливоотливных вод, отделен от залива Николая косой и группой мелких островков. Обширные марши также характерны для северного побережья. По данным А.П. Кулакова, Е.М. Назаренко, В.С. Пушкарь [3] на восточном берегу зал. Мухтель в береговом обрыве высотой около 8 м были вскрыты, вероятно, осадки морской трансгрессии верхнего плейстоцена, предшествующей послеледниковой верхнеплейстоцен-голоценовой трансгрессии Мирового океана.

Таким образом, морские отложения четвертичного (голоценового) возраста слагают в Западном Приохотье низкие прибрежные равнины и террасы (высотой до 4–6 м) и современные аккумулятивные формы (береговые валы, бары, косы, пересыпи, пляж и лайду). Происхождение других террас нельзя считать точно установленным, хотя «следы по крайней мере двукратной аккумуляции, обусловленной повышением уровня моря, фиксируются заполнением древних врезов» [2].

1. *Кулаков А.П.* Геоморфологическое строение района залива Николая и озера Мухтель (Северо-Западное Приохотье) // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975. С. 46–57.

2. *Воскресенский С.С., Лебедев С.А.* Геоморфологические условия формирования речных долин в Юго-Западном Приохотье (на примере восточного побережья залива Николая) // Вестник МГУ. 1980. Сер.5. №6. С. 51–58.

3. *Кулаков А.П., Назаренко Е.М., Пушкарь В.С.* О следах четвертичных морских трансгрессий в Северо-Западном Приохотье / Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975. С. 118–130.

Peculiarities of the geomorphological structure of the coastal plain, the shores of one of the coastal regions of the Okhotsk Sea are considered.

В.В. Лепешко, О.В. Белоус

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

**Парагенезы структур выравнивания и деформаций
в зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения**

V.V. Lepeshko, O.V. Belous

(V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of Russian
Academy of Science, Vladivostok, ksey@mail.ru)

**Paragenesis of levelling and deformations structures at zone
of the Asian-Pacific joint**

Решение геодинамических задач включает в себя изучение парагенезов и полей деформаций. При резко различном уровне изученности геосфер оптимальным объектом для изучения деформаций является земная поверхность. Её геологическое строение и рельеф выстроены сообразно действиям тектонических сил. Отсюда – постановка задачи: по особенностям геологического строения и рельефа выявить поля наиболее поздних деформаций. Особенности отражены характерными, кинематически взаимосвязанными распределениями геологических структур и рельефа – парагенезами деформаций. На картах структурные парагенезы деформаций выявляются по соответствующим им фрагментам изображения – структурным рисункам. Основными геометрическими показателями для выявления и ограничения парагенезов выбраны: формы, размеры, ориентировки, пространственная близость элементов структур земной поверхности. Время и последовательности деформаций определялись по взаимоотношениям рельефа, кайнозойских стратифицированных и магматических образований и гимнестических, то есть, с чехлом, уничтоженным эрозией – поверхностей. Приведённые ниже схемы строились на основе карты рельефа масштаба 1:25000000. Но в ходе исследований применялись и более детальные карты различных специализаций. На схемах видно, что процессы выравнивания и формообразования на земной поверхности динамически связаны с тектоникой. Они отражены в геологическом строении и рельефе. Парагенезы признаков взаимодействий экзогенных и тектонических процессов показаны на схеме А. Жирными линиями ограничены совокупности (ассоциации) парагенезов. Ассоциации объединяют парагенезы по признакам интенсивности и направлений деформаций. Это расчленённость и ориентировки форм рельефа, уровень эрозионного среза, средняя высота (глубина), характерное (групповое среднее) квадратичное отклонение высот структур. На схеме В выделены поля деформаций как тенденции (тренды) максимального поперечного сжатия и относительно рассредоточенных деформаций.

Таким образом, получена основа для проведения кинематического анализа деформаций поверхности региона. Но это следующий этап исследований.

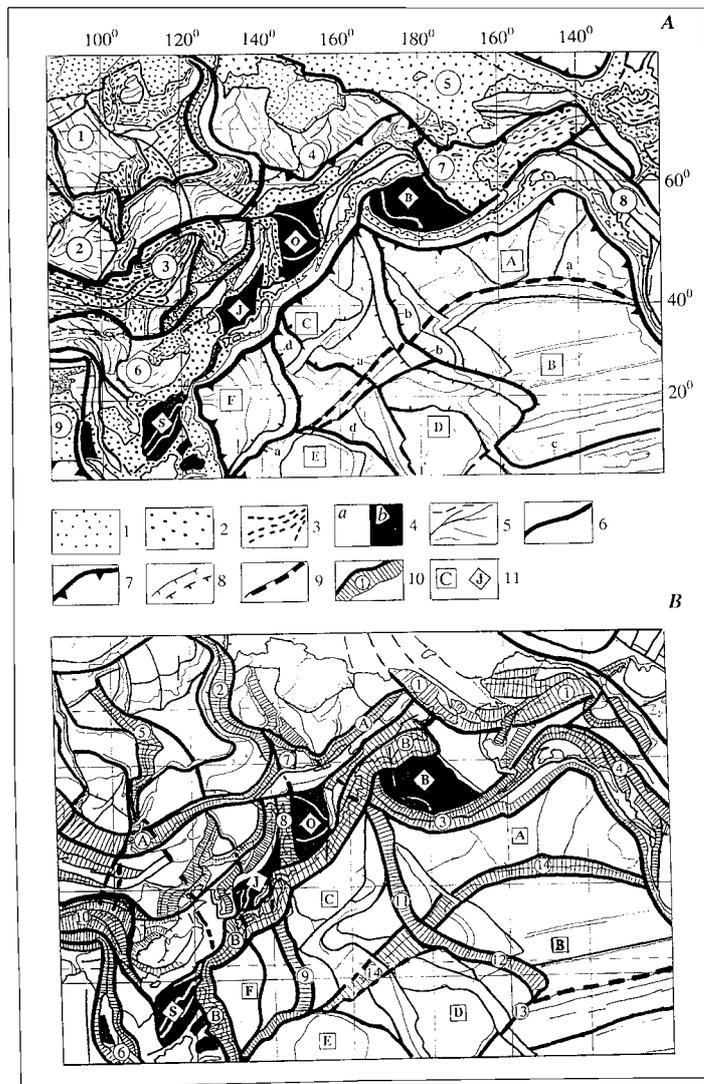


Рис. 1. Парагенезы структур земной поверхности (А) и поля деформаций (В), контролирующие кайнозойское формирование поверхности.

Легенда. 1–4 – парагенезы *рассредоточенных деформаций и форм выравнивания*. 1–3 – с преобладанием *выравнивания*. 1 – равнины, выведенные на уровень 0–200 м, речная сеть и водоразделы на них контролируются неоген-четвертичными деформациями; 2 – шельф, преимущественно на погр-

бённом в кайнозой рельефе. Глубины 0–200 м, (погруженный – до 1500 м). Распространение в плане и глубина отражают вариации вертикальных направлений деформаций. 3 – плоскогорья (остаточные горы и поверхности выравнивания) в интервале высот 200–1000 м. Речная сеть, водоразделы, распределение кайнозойских осадочных, эффузивно-осадочных образований и гимнестических поверхностей контролировались неоген-четвертичными деформациями. 4 – с преобладанием формообразования. 4а на схеме А – горы от 1000 м и выше, с резко расчленённым рельефом, деформированным, переориентированным в неоген-четвертичное время. И все парагенезы океанического дна. На схеме В – поля рассредоточенных деформаций. 4б – впадины окраинных морей. 5–9 – формы вне масштаба и границы. 5 – протяжённые формы рельефа (реки, водоразделы, кромки склонов) вне масштаба; 6 – границы региональных парагенезов и полей деформаций, сформированных в неоген-четвертичное время; 7 – подножия трансрегиональных склонов; 8 – границы локальных парагенезов (бергштрихи в сторону понижения); 9 – не однозначно и не чётко выраженные в рельефе границы структурных парагенезов; 10 – поля концентрации деформаций с отчётливыми признаками поперечного сжатия и продольного растяжения; 11 – обозначения парагенезов и полей деформаций. Буквы в ромбах – для впадин морей континентальной окраины: S – Южно-Китайское, J – Японское, O – Охотское, B – Берингово.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН №06-III-B-07-284.

Processes of leveling and creation of forms on a terrestrial surface are dynamically connected with tectonics. Tectonic deformations are reflected at a geological structure and a relief. Structures paragenesis are generated by them. Dynamic characteristics of formation of a surface are determined according to mutual relations, similarity and distinctions of structural paragenesis.

В.Л. Ломтев

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

К строению дна и истории Охотского моря

V.L. Lomtev

(Institute of Marine Geology & Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk)

To seafloor structure and history of the Okhotsk Sea

Представлены итоги ревизии материалов глубинного и временного разрезов по профилю (ПР) МОГТ 1632 треста «Дальморнефтегеофизика» 1986 г. между магаданским шельфом и Северными Курилами [1, 2]. Основанием для нее стало открытие в нагаевской толще на южной окраине г. Магадана позднечетвертичных структур бокового сжатия, направленного со стороны Охотского моря [3], что противоречит сложившимся представлениям о блоковой или рифтовой структуре его дна, связанной с растяжением жесткой континентальной коры *in situ* в кайнозое [4, 5 и др.].

Моноклиналильные гряды Охотского свода шириной от 10 до 180 км отчетливо выделяются по разнонаклонным фасам высотой до 5–6 км. Так, у Центрально-Охотской гряды (мегамоноклираль) передний фас имеет наклон 45° , а тыловой – 16° . Согласно [6, 7] моноклинали образуются при пластовом срыве, поэтому в разрезе ограничены чешуйчатыми надвигами (аллохтонные чешуи и пластины), которые с приближением к дну обычно переходят во взбросо-надвиги и взбросы. Судя по рельефу кровли акустического фундамента их можно разделить на пластовые и складчатые моноклинали. Особо отметим встречную вергентность чешуйчатых надвигов относительно Кольского прогиба (раздвиг), характерную для зоны дивергентного срыва [6]. Раздвиг разделил свод на два медленно расходящихся коровых блока, в которых доминирует сжатие. Выделим четвертичное воздымание ряда гряд на 1–1,5 км. Поскольку оно меньше их высоты, то фазы срыва были здесь и раньше в неогене, возможно палеогене.

Полуграбены выполнены континентальным и морским осадочным кайнозоем (компенсированные прогибы [1, 2]). Их борта слабо террасированы разломами, особенно крутые (до 45°). Судя по надвиговым ограничениям это рамповые полуграбены, структурно сопряженные с моноклиналями (покровные тектонопары). Поэтому их образование, по аналогии с внутренними склонами желобов Пацифики [7], связано с опусканием акустического фундамента под весом аллохтонных пластин и наличием пластичных толщ в подстилающем разрезе.

Четвертичный диапир обнаружен в симметричном Кольском прогибе, где он прорывает и деформирует кайнозойский осадочный чехол, образуя низкую антиклиналь шириной 6–8 км. Его возраст определяется по конседиментационному утонению к своду только придонных, вероятно четвер-

тичных, осадков. В рельефе дна и аномальных, магнитном и гравитационном, полях диапир практически незаметен. Согласно [6] диапиры являются одним из важных признаков пластового срыва, связанным с инверсией скорости в слое трения над деколlementом (поверхность срыва), отмеченным недавно и в Охотском море [1].

Погребенные береговой бар и несогласие на его уровне обнаружены у южного края абразионного Центрально-Охотского плато на глубине 360 м под дном в осадках позднего плиоцена (бар) и на том же уровне в смежном прогибе Лебеда (угловое несогласие). Первый при высоте 20–30 м и ширине 4 км опознается по характерному для баров выпуклому, асимметричному (здесь двухфазному) отражению. Последнее на других участках ПР 1632 является согласием, скрытым угловым и/или возможно азимутальным несогласиями регионального масштаба. Глубина дна над баром достигает 680 м (аваншельф), следовательно, он и несогласие на его уровне маркируют последнюю крупную трансгрессию и углубление Охотского моря на 1 км (с учетом мощности морских осадков над несогласием) в позднем плиоцене – плейстоцене.

Большерецкий и Лебеда щитовые вулканы обнаружены на одноименных выступах акустического фундамента на глубинах 450–600 и 710–750 м соответственно (охотский аваншельф). Их высота достигает 650 и 500 м при диаметре основания 24 и 22 км соответственно. В рельефе дна они представляют собой низкие (150 м) конусы диаметром до 5 км с мелкими (менее 75 м) кратерами. Конусы опираются на пологие разнонаклонные цоколи с маломощными (до 150 м) вулканокластическими шлейфами, драпированными с налеганием морскими осадками позднего плиоцена – плейстоцена мощностью до 400 м. Последнее, с учетом видимого превышения вулканов над баром и несогласием, фиксирует субаэральные (островные) обстановки их формирования. Особо выделим приуроченность открытых щитовых вулканов к выступам плотных, вулканогенно-осадочных пород юры и мела, что отличает их от курильских вулканов [1, 4].

Кони-Пьягинская и Магаданская шельфовые мегадайки ультрабазитов обнаружены близ южного фланга мелового Охотско-Чукотского вулканического пояса. На временном разрезе МОГТ 1632 они опознаются по вертикальным зонам реверберации плоскопараллельных, контрастных отражений шириной 5 и 8 км соответственно, связанных с внедрением плотных, высокоскоростных ультрабазитов в кайнозойский чехол, включая придонные, плиоцен-четвертичные осадки. Реверберация сейсмических волн здесь и, напротив, прозрачный разрез Трехбратской мегадайки на внешнем крае шельфа СВ Сахалина [9] обусловлены разной (1–2 и 15–20 м соответственно) толщиной валунно-галечной отмостки (бенчи), определяющей резкий или более плавный перепад скорости при распространении волн от водной толщи к ультрабазитам. Их четвертичный возраст и интрузивную природу подчеркивают протяженные, частью абрадируемые на уровне шельфа, ан-

тиклинали и линейные положительные, магнитные и гравитационные, аномалии. Последние в плане смещены к югу от Кони-Пьягинской и к северу от Магаданской мегадаек, что указывает на их встречное падение в коре. По аналогии с Великой дайкой [10] могут быть рудоносны.

Итак, ревизия материалов ПР МОГТ 1632 позволила выявить новые черты в геологическом строении дна и истории Охотского моря, которые открывают новые перспективы и направления для будущих исследований, а также подтвердила вывод авторов [3] о боковом сжатии с его стороны.

1. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.

2. Чуйко Л.С., Савицкий В.О. и др. Комплексные региональные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86). Южно-Сахалинск: ДМНГ, 1988. 217 с.

3. Пахомов А.Ю., Лямин С.М. Модель тектонических движений в Магаданской впадине // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 253–255.

4. Гнибиденко Г.С. О рифтовой природе дна Охотского моря // ДАН СССР, 1976. Т. 229. № 1. С. 163–165.

5. Сычев П.М. Основные этапы геологического развития Охотского моря и прилегающих районов // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 169–190.

6. Ломтев В.Л. Пластовые срывы // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 184–185.

7. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С. 42–64.

8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток, 1985. 141 с.

9. Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 1. 203 с.

10. Горная энциклопедия / Республика Зимбабве. М.: Изд-во Сов. энциклопедия, 1986. Т. 2. С. 388–392.

New geologic and tectonic forms in Okhotsk seafloor structure (Late Pliocene bar and unconformity, Bolsheretsky and Lebed land shield volcanoes on the Okhotsk swell, Kony-Pjagin and Magadan shelf megadykes, ramp semigrabens & monoclinical ridges as tectonopiers of divergent crust glide) found and rite from results of revision of time and deep CDP 1632 profile in this paper.

В.Л. Ломтев, М.Г. Гуринов

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

**Грязевулканы полигона Н10-2 в Магеллановых горах
(Восточно-Марианская котловина, ЮЗ Пацифика)**

V.L. Lomtev, M.G. Gurinov

(Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy
of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk)

**Mud volcanoes of the area N10-2 in Magellan seamounts
(East Mariana basin, SW Pacific)**

По данным НСП 10 рейса НИС «Акад. А. Несмеянов» на полигоне Н10-2 в Магеллановых горах Восточно-Марианской котловины (ЮЗ Пацифика [1]) описано строение четырех грязевых вулканов (грязевулканы [2], ниже ГВ). Их считают спутниками нефтегазоносных провинций [3], к которым можно отнести и Восточно-Марианскую котловину [4]. Образование ГВ обычно связывают с региональными надвигами, зонами аномально высокого пластового давления в их лежащем крыле (поднадвиг) и глинистым разрезом, способным к водонасыщению, разуплотнению и выдавливанию в виде сопочной брекчии. При выделении ГВ1-4 ориентиром стали данные сейсмички и отчасти бурения по строению ГВ на дне Черного и Средиземного морей в спецвыпуске «Geo-Marine Letters» [5 и др.].

ГВ1 обнаружен в начале профиля 1 (далее ПР) на пологом перегибе ложка (рис.). Это небольшой холм высотой 40 м и диаметром основания 1,3 км. Отсутствие компенсационной депрессии и непрерывность придонных границ под ним означает, что ГВ1 находится в стороне от профиля (боковое отражение). Вертикальный перерыв сейсмозаписи с микродифракциями под ним фиксирует подводный канал и миграцию газа вдоль него, что подтверждают несколько газовых столбов в окрестности грязевулкана. Отсутствие вариаций мощности слоев верхней, неоген-четвертичной, контрастной толщи вероятно указывает на его молодой, заведомо четвертичный возраст.

ГВ2 и 3 высотой 90 и 130 м и диаметрами 2,5 и 3,5 км соответственно пересечены ПР4 на южном окончании массива 17° с.ш. (рис.), состоящего из нескольких гайотов, точнее близ края южного края цоколя гайота ИМГиГ [1, 6]. Они сложены почти прозрачными, низкоскоростными осадками. Отсутствие компенсационной депрессии под ГВ2 указывает, что ПР4 пересек его периферию (боковое отражение). ГВ3 почти идеальный грязевулкан с небольшим кратером на вершине и депрессией в основании, определяющей его линзовидное строение. Ослабление сейсмозаписи и перерыв в прослеживании контрастного вулканокластического плаща связан с миграцией газа и сопочной брекчии по подводному каналу.

ГВ4 высотой 35 м и диаметром основания 1,9 км обнаружен на ПР5 близ ЮЗ периферии низкой подводной возвышенности с небольшим экструзивным конусом на вершине. Вулкан прорывает верхнюю контрастную толщу неоген-четвертичного возраста, выполняющую межгорную впадину ложа с глубинами 6000 м (рис.). Он сложен низкоскоростными осадками, имеет компенсационную депрессию в подстилающем контрастном вулканокластическом плаще и линзовидное строение. Микродифракции и отсутствие вариаций мощности слоев верхней толщи в окрестности ГВ4 указывает на его молодой, четвертичный возраст.

Открытие молодых ГВ1-4 на полигоне Н10-2 указывает на глинизацию низов надтраппового и/или подтраппового разрезов Восточно-Марианской, потенциально нефтегазоносной, провинции [4*]. С последним вероятно связана газоносность придонных осадков [4]. В отсутствие данных глубинного МОГТ пока неясна связь ГВ1-4 с молодыми региональными надвигами, здесь пока неизвестными [1, 6] или это результат формирования структурных (гравитационно-тектонических) козырьков у экструзивных гайотов и возвышенностей в верхней коре (см. др. доклад авторов).

1. Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана / В.В. Жигулев и др. Южно-Сахалинск. ИМГиГ ДВО АН СССР, 1988. 44 с.

2. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Загадки грязевых вулканов // Наука в России. 2004. №5. С. 34–42.

3. Словарь по геологии нефти и газа. Л.: Недра, 1988. 679 с.

4. Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России (статья 9,11*). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. 199 с.

5. *Gaynanov V.G., Bouriak S.V., Ivanov M.K.* Seismic evidence for gas accumulation related to the area of mud volcanism in the deep Black Sea // *Geo-Marine Letter*. 1998. Vol. 18. №2. P. 139–145.

6. *Рашидов В.А.* Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. 2006. № 2. С. 13–20.

The four abyssal mud volcanoes found from seismic, single-channel continuous data on the area N10-2 in Magellan seamounts (East Mariana potentially oil-gas basin, SW Pacific). There are low (35–130 m), conic seahills with base diameter 1,3–3,5 km, formed very low-velocity, possibly clay and partly gas saturated (numerous gas windows and column sediments or so-called mud breccia).

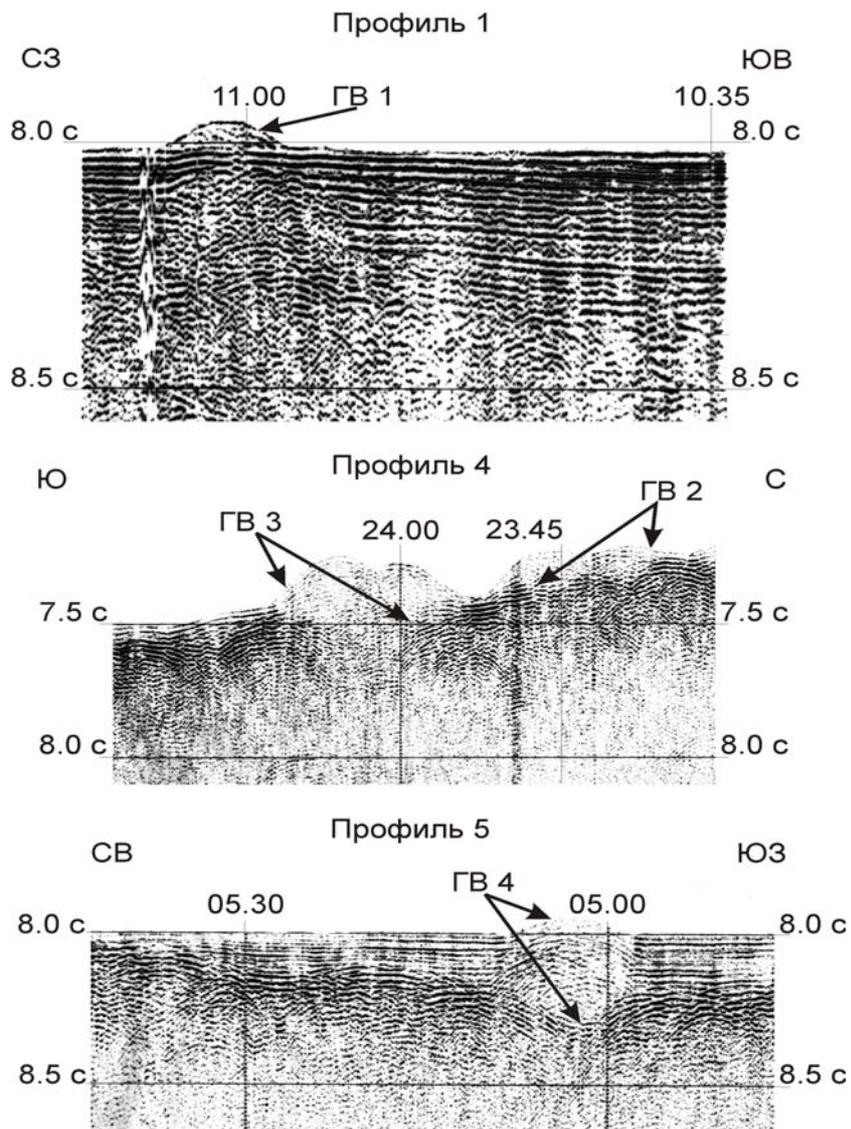


Рис. Подборка фрагментов временных разрезов НСП на полигоне Н10-2 с абиссальными грязевулканами (ГВ1-4). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега. Положение разрезов см. в [1].

**В.Л. Ломтев, А.Я. Ильев, В.В. Жигулев, В.Э Кононов,
К.Ф. Сергеев**

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
seismika@imgg.ru)

**Новые данные о строении гайотов Несмеянова и ТОИ
(Магеллановы горы, ЮЗ Пацифика)**

**V.L. Lomtev, A.Ya. Il'ev, V.V. Zhigulev, V.E. Kononov,
K.F. Sergeev**

(Institute of Marine Geology & Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy
of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk)

**New data about the structure of Nesmeyanov and POI guyots
(Magellan seamounts, SW Pacific)**

По данным НСП МОВ (непрерывное сейсмическое профилирование методом отраженных волн на частотах 80–120 Гц и мощностью электроискрового источника 12–17 кДж) 10 рейса НИС «Акад. Александр Несмеянов»-1986 на полигоне Н10-2 [1] обсуждается строение гайотов Несмеянова и ТОИ. Они входят в Магелланову горную цепь Восточно-Марианской абиссальной котловины (ЮЗ Пацифика), конические горы и гайоты которой, вслед за Г.У. Менардом традиционно считают подводными меловыми вулканами [1–3]. Основанием для ревизии данных НСП стало открытие мезокайнозойского пенепплена Пацифиды и смежных платформенных бассейнов позднего эокайнозойского Тетиса [4, 4*, 5]. В Восточно-Марианской котловине их палеоберег с проградационными клиноформами наращивания к югу обнаружен на меридиональном профиле 114 НСП близ пересечения 16 параллели с.ш. и 159 меридиана в.д. [5]. Таким образом, если бы Магеллановы горы возникли в мелу, то они вряд-ли бы сохранились в эпоху продолжительной (~80 млн лет) пенеппенизации.

Гайот Несмеянова (название предложено авторами) высотой около 4 км и диаметрами вершины 10 и подошвы 40 км соответственно имеет гладкие крутые (>10–15°) склоны и пологие цоколи. Его бенч на глубине ~1500 м слегка выпуклый с холмистым (дайки?) или грядовым микрорельефом и одиночным постабразионным вулканическим конусом высотой 200 м и диаметром основания 3,3 км. СЗ цоколь гайота ступенчатый, что связано со сползанием контрастного вулканокластического плаща. На ЮВ цоколе, напротив, оползни развиты слабо, поэтому здесь обнаружено налегание на него верхней, контрастной толщи ложа мощностью до 330 м. Оно означает, что эта толща коррелятна гайоту Несмеянова. По своему имиджу и положению в разрезе она легко параллелизуется с неогеновыми вулканитами мощностью 230 м в скв. 802А [6], пробуренной в 600 км южнее. В рельефе зоны налегания отметим асимметричные дюны, вероятно связанные со стационарным топовихрем. Нижняя прозрачная толща донеогеновых карбонатов

позднего Тетиса прослежена на сейсмопрофиле с ложа на склоны гайота, что заверяет его экструзивную (подводный плюм, диапир или экструзивный купол) природу, а не вулканическую, как обычно считают (насыпной, лавошлаковый конус [1–3]). Последняя здесь проявлена в образовании небольшой (менее 250 м) вулканической шапки, тонкого (до 100 м) склонового вулканокластического плаща, постабразионного вулканического конуса на вершинном бенче и отчасти верхней толщии ложа котловины. В истории гайота Несмеянова выделяются экструзивная, начальная и вулканическая, поздняя фазы, датируемые ранним – средним миоценом. Первая определена по возрасту подошвенных осадков верхней толщии в скв. 802А. Если плюм внедрялся со скоростью 1–2 мм/год [7], то он вырос бы за 2–4 млн лет до рубежа 15 ± 2 млн лет (средний миоцен), соответствующего возрасту постабразионных вулканических конусов гайота Дальморгеология [8], т.е. в раннем миоцене (эпоха ранней Пацифики [4*, 5]).

Гайот ТОИ (название по [3]) высотой около 4 км и диаметрами вершины и основания 50 и 100 км соответственно является одним из самых крупных в Магеллановой цепи (рис. 1, 3). Он имеет необрадированную вершину с карбонатной шапой (атолл) на глубинах 1375–1600 м и двумя низкими пиками. Центральный пик принадлежит внутрелагунному рифу шириной 4 км, северный – постабразионному щитовому вулкану высотой 200 м и диаметром основания 12 км и боковым кратером на южном склоне. Риф надстраивался одновременно с заполнением лагуны контрастными, вулканогенно-карбонатными осадками и вероятно маркирует ядро протыкания крупного плюма. Погребенный бенч в основании рифа и подошве южного склона вулкана указывают на постабразионный, ранне-среднемиоценовый возраст последнего (15 ± 2 млн лет – по аналогии с постабразионными вулканами гайота Дальморгеология [8]). Барьерные рифы шириной ~1 км намечаются вдоль краев вершины гайота (атолла). Они слегка драпированы лагунными осадками, что с учетом данных [9] объясняется проходами или врезами в них. Время жизни этого атолла можно определить по барьерным рифам с известной минимальной скоростью роста 1–5 мм/год [7, 9]. При высоте, близкой мощности лагунных осадков (до 400 м), оно составит 0,08–0,4 млн лет. Лагунный комплекс на юге подстилает прозрачная, карбонатная толща ложа котловины, на севере – контрастная, вулканогенно-осадочная толща (вулканическая шапка). Погребенный бенч и несогласие на его уровне разделяют его на верхнюю (220 м) и нижнюю пачки (180 м), формировавшиеся в большой и малой (юг) лагунах соответственно. Размыв вулканической шапки видимо был связан с крупными волнами, проходившими над атоллom. Залегание прозрачных, донеогеновых карбонатов позднего Тетиса на вершине гайота указывает на внедрение крупного плюма в раннем миоцене. Оно сопровождалось вспышкой вулканизма, сформировавшей вулканическую шапку, и появлением небольшого атолла на юге. После абразии шапки и второй вспышки вулканизма на рубеже 15 ± 2 млн лет возникли щитовой

вулкан и более крупный атолл второй генерации, которые в плиоцене-плейстоцене [8] были затоплены до современных глубин. Отметим газонасыщенность отложений, фиксируемую по перерыву или заметному ослаблению интенсивности отражающих границ (газовые окна и столбы [4]), которая согласуется с предполагаемой эструзивной природой гайота ТОИ и его образованием в мезокайнозойском осадочном бассейне позднего эпиконтинентального Тетиса [4*].

Итак, в строении гайотов Несмеянова и ТОИ (затопленный атолл) на полигоне Н10-2 в Магеллановых горах Восточно-Марианской котловины (ЮЗ Тихого океана) обнаружены признаки их преимущественно эструзивной природы (плюмы или диапиры с вулканическими шапками и склоновыми плащами) и более молодого, ранне-среднемиоценового, возраста.

1. *Жигулев В.В. и др.* Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана (препринт). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1988. 44 с.

2. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 273 с.

3. *Рашидов В.А.* Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2006. № 2. С. 13–20.

4. Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России (статьи 9, 11*). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. 199 с.

5. *Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С.* Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 5–20.

6. Scientific drilling party (Ocean drilling program, Leg 129) Jurassic oceanic crust and sediments in the Pacific, at last // *Geotimes*, 1990. Vol. 35. № 6. С. 25–27.

7. *Кукал Зд.* Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.

8. *Мельников М.Е. и др.* Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология, 2000. Т. 19. № 5. С. 38–46.

9. *Преображенский Б.В.* Современные рифы. М.: Наука, 1986. 244 с.

Continuous seismic profiling data of cruise 10 r/v «Acad. A. Nesmeyanov»-1986 on the area N10-2 in Magellan seamounts of East Mariana basin (SW Pacific) are presented and discussed in this report. It is showed, that Nesmeyanov and POI (great atoll) guyots are Earley-Middle Miocene extrusive domes or plumes (magmatic diapirs) with thin volcanic abraded caps and slope aprons.

Т.И. Лыгина

(ГНЦ ФГУПП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: lygina_t@ymg.ru)

Линейные субвулканические тела и воронкообразные депрессии как проявление среднемиоценовой тектонической активизации одного из участков провинции Клариион-Клиппертон

T.I. Lygina

(SSC «Yuzhmoregeologiya», Gelendzhik, Russia)

The linear intrusive bodies and conical depressions as a result of tectonic activity of the Clarion-Clipperton ore province

В 2006–2007 гг. ГНЦ «Южморгеология» проведены комплексные геолого-геофизические работы в тихоокеанской провинции Клариион-Клиппертон. Полигоны региональных и детальных исследований отработаны на вершинной поверхности регионального поднятия Восточное. Поверхность дна в районе работ представляет собой плоскую абиссальную равнину со средней глубиной 4800 м, осложненную многочисленными вулканическими постройками, как групповыми, так и одиночными.

По геоакустическим данным, в осадочном разрезе отмечаются многочисленные выступы фундамента, представляющие собой магматические (субвулканические) тела линейной формы, внедренные в осадочный чехол до разного уровня. Тела вытянуты в субмеридиональном направлении и прослеживаются на расстояние более 50 км. Ширина структур меняется по простиранию от нескольких сотен метров до нескольких километров. На некоторых участках структуры выходят на донную поверхность, увенчиваясь вулканическими сооружениями. Глубина залегания кровли структур от поверхности дна меняется по простиранию от нулевой (выход на донную поверхность в виде вулканических построек) до 80–100 м и более. На отдельных участках поверхность кровли уходит за пределы диапазона регистрации акустического профилографа. Установлено, что все вулканические постройки изученного района, как одиночные, так и групповые, расположены на подобных линейных структурах.

На участках, прилегающих к субвулканическим телам, осадочные слои деформируются, меняя свое залегание с субгоризонтального на наклонное и облекая тела в виде складок. Там, где данные структуры находятся в погребенном состоянии, над ними в осадочной толще повсеместно фиксируются складчатые и разрывные структуры, отмечается эродированность верхней части осадочного разреза и проявление угловых и стратиграфических несогласий. Во многих случаях над магматическими телами на геоакустических разрезах зафиксированы участки аномальной записи волновой картины, которые могут трактоваться как зоны гидротермальной проработки осадков. Кроме того, в районе выявлено широкое развитие экзотических структур

воронкообразной формы. Воронки расположены на поверхности дна как изолированно, так и группами, зачастую образуя цепочки. Опробованы осадочные и рудные железомарганцевые окисные образования в периферических и днищевых частях воронок. Детальными работами установлена пространственная и генетическая связь воронок с линейными магматическими телами. Формирование субвулканических тел связывается с этапом тектонической активизации региона в среднем миоцене.

Магматическая и постмагматическая деятельность, имевшая место в данном районе, по всей видимости, оказала существенное влияние на формирование конкреционно-коркового оруденения района и его состав.

As a result of detailed studies of the Clarion-Clipperton nodules province it was discovered linear intrusive bodies and conical depressions.

Е.Г. Маев, В.И. Мысливец, А.С. Зверев
(Географический факультет МГУ, Москва, e-mail: myslivets@yandex.ru)

К истории развития Таганрогского залива

E.G. Maev, V.I. Myslivets, A.S. Zverev
(Geographical Faculty MSU, Moscow)

To the history of development of Taganrog Bay

Таганрогский залив Азовского моря вытянут в субширотном направлении на 120 км и имеет в ширину 20–40 км. Берега его осложнены аккумулятивными формами – косами и их подводными продолжениями: Кривой, Беглицкой, Очаковской, Чумбурской и другими. Обычно подводные продолжения протяженнее (10–20 км), чем сами косы (1–5 км). Рельеф восточной части залива представляет собой пологоволнистую с отмелями (2–3 м и менее) равнину. Для авандельты Дона характерны многочисленные подводные русла относительной глубиной 1–2 м. В рельефе дна осевой части залива наиболее выразительным элементом является пологосклонная ложбина, к которой направлен общий уклон поверхности дна. Глубина дна в ложбине нарастает от 5 до 10 м на юго-западе, на выходе из залива.

Залив имеет эрозионное происхождение и представляет собой долину крупной реки, расширенную процессами абразии, оползания и т. д. Наиболее раннее проявление флювиальных процессов могло быть в мэотическое время, но наиболее вероятно оно в позднем плиоцене, в хапровское время. Переуглубления разрабатывались и позже, в четвертичное время.

Упомянутая ложбина представляет собой затопленное русло пра-Дона. Интерес представляет положительная форма донного рельефа, расположенная южнее Белосарайской косы и ориентированная поперек русла. По очертаниям она напоминает пересыпь и расположена на глубинах около 9 м. Очевидно, она сформировалась во время стояния уровня на этих отметках. К востоку от пересыпи, выше по течению древней реки, отмечается углубление с современными отметками – 10 м; вероятно, здесь находился лиман пра-Дона. Современный Таганрогский залив представлял собой в то время сушу. Хорошая выраженность в рельефе ложбины, лимана и пересыпи говорит о недавнем времени их формирования.

Согласно буровым данным, долина Дона у Ростова переуглублена как минимум до – 60 м, и выполнение переуглубления не изучено (Попов, 1983). Вышележащая толща представляет собой сложное чередование аллювиальных, ингрессионных, лиманных фаций. Сводную схему строения толщи рыхлых отложений района Таганрогского залива предложила Н.А. Лебедева (1972). На ней хорошо видно переуглубление залива.

В сентябре 2006 г. в восточной части Таганрогского залива были проведены сейсмоакустические исследования для получения новых данных по геолого-геоморфологическому строению дна Таганрогского залива и оценки сейсмогеологической обстановки с целью выбора оптимальной методики

сейсмопрофилирования. Было выполнено 6 сейсмоакустических профилей общей протяженностью более 100 км, ориентированных различно, но в основном – в поперечном направлении к простираению ложбины залива.

На глубинах воды до 1,5 метров возможно дополнительно использование электромагнитных методов: георадарного профилирования и частотно-зондирования с электрическим диполем.

Среди поддонных акустических границ наиболее широко распространенной, присутствующей почти на каждом из сейсмоакустических профилей, является региональная отражающая поверхность (А), подстилающая толщу нормально-слоистых донных отложений. Поверхность погребена под слоем осадков, но отмечены случаи выхода ее на поверхность дна там, где мощность перекрывающего слоя осадков сокращается, вплоть до полного выклинивания. Поверхность А местами выровнена, но во многих случаях она характеризуется расчлененным микрорельефом, который включает в себя чередование возвышений (гребнеобразных или со сглаженными очертаниями) с аналогичными по морфологии отрицательными формами микрорельефа относительной высотой 0,1–0,5 м.

Расчлененность рельефа поверхности А и тот факт, что она срезает слой подстилающей толщи, позволяют предполагать, что это – поверхность размыва, сформированная в субаэральной обстановке во время одной из регрессивных фаз Черного и Азовского морей. По-видимому, формирование этой денудационной поверхности следует увязывать с фанагорийской регрессивной фазой, имевшей место около 2 тысяч лет назад и закончившейся в первых веках первого тысячелетия н.э. По данным П.В. Федорова уровень моря в эпоху фанагорийской фазы опускался на 5–6 м (возможно, на 6–7 м) ниже современного его положения (Федоров, 1978). При таком снижении уровня вся затронутая нашими работами часть Таганрогского залива осушалась, и вышедшая из-под уровня моря поверхность дна подвергалась воздействию субаэральной денудации. Затем морские воды последовавшей нимфейской трансгрессивной фазы вновь затопили эту территорию. Восстановился прерванный процесс морского осадконакопления, приведший к накоплению слоя осадков, которые перекрыли погребенную под ними поверхность размыва. На некоторых из сейсмоакустических профилей обнаруживается нормально-слоистая текстура верхнего осадочного слоя. Накопление слоя осадков над поверхностью А привело к выравниванию всех неровностей этой поверхности.

Приняв возраст погребенной поверхности равным 2 тысячам лет, можно оценить средние темпы осадконакопления за послефанагорийское время. При мощности слоя осадков 0,5–1 м скорость седиментации составляет 0,25–0,5 метров за тысячу лет, или 0,25–0,5 мм/год.

Если описанные выше лиман и пересыпь имеют фанагорийский возраст, то можно оценить амплитуду регрессии, достигавшую 9 м. Эта величина

превосходит данные, приводимые другими авторами. Окончательный ответ может дать датирование отложений пересыпи.

Послефанагорийскими осадками на ряде участков берегов и дна Таганрогского залива оказались сформированными аккумулятивные формы рельефа – многочисленные косы. Аккумулятивные тела этих форм достигают в мощности 1,5–2,5 м. Они залегают на той же поверхности размыва А. В одном случае в основании банки обнаружены слабо выраженные отражающие площадки, указывающие предположительно на косослоистую текстуру «ядра» банки. Таким образом, косы восточной части Таганрогского залива сформировались в течение последних 2 тысяч лет.

The seismoacoustical investigations of the Taganrog Bay, Azov Sea, revealed the buried erosional surface under about 0,5–1 m of sediments. The surface has a very young age, probably of fanagorian regression, when sea level dropped at about 5 m. The velocity of sedimentation was about 0,25–0,5 mm/year.

Е.Г. Маев, Г.А. Сафьянов, В.В. Фроль, А.С. Зверев
(МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, vladfroll@mail.ru)

Строение осадочной толщи и рельефа фундамента на дне пролива Великая Салма (Белое море)

E.G. Mayev, G.A. Safianov, V.V. Froll, A.S. Zverev
(Moscow State University, Geographical Department)

Accumulation of sediments and basement relief on the bottom of the Great Salma Staight (the White Sea)

Пролив Великая Салма располагается в вершинной части Кандалакшского залива и соединяет залив с Ругозерской губой. В геологическом отношении пролив представляет собой тектонический грабен с общим ССЗ простиранием между двумя крупными удлиненными блоками: Великоостровским и Ругозерско-Кузокоцким. Сама ось пролива смещена к ЮЮЗ, ближе к Ругозерско-Кузокоцкому блоку. Во время последнего (валдайского) оледенения весь район полностью перекрывался ледником и подвергался ледниковой обработке. Ледник исчез в конце позднего дриаса, оставив в областях погружения толщу моренных отложений. Послеледниковое гляциоизостатическое поднятие блоков земной коры носило дифференцированный характер по линиям тектонических нарушений, ограничивающих эти блоки, о чем свидетельствуют системы разновысотных и разновозрастных морских террас. Интенсивное абсолютное поднятие ограничивающих пролив блоков сопровождалось относительным погружением грабенообразной депрессии Великая Салма. С целью составить опорные сейсмоакустические разрезы и получить сведения о мощности, составе и характере залегания осадочных пород, а также рельефе подстилающего фундамента нами были проведены исследования с применением метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) в районе пролива Великая Салма. Работы проводились на учебно-научном судне Беломорской биологической станции МГУ “Научном”.

Особенно отчетливо строение дна пролива проявляется в рельефе его коренного ложа. Общий уклон поверхности акустического фундамента увеличивается в направлении от Ругозерской губы к выходу в Кандалакшский залив. Характерным является ячеистое строение рельефа акустического фундамента в виде ячей-ванн, выполненных осадками, и разделяющих их перемычек. В более сглаженном виде эта картина проявляется и в рельефе дна пролива, несмотря на достаточно мощную толщу выполняющих впадины осадков. Глубина отдельных впадин изменяется от 100 до 300 м, закономерно увеличиваясь по направлению генерального уклона дна пролива. В этом же направлении увеличивается и мощность выполняющих ячеи осадков от 10 до 100–150 м. Ячеистое строение рельефа фундамента свидетельствует как о первично-тектоническом происхождении блока дна пролива, так и о значительной дифференцированности движений в пределах блока.

Наличие мощной (до 150 м) толщи четвертичных отложений, несомненно, свидетельствует об активном погружении в новейшее время.

Характерным является асимметричное строение поверхности коренного ложа дна пролива. Северный борт пролива, образованный подводным склоном Великоостровского блока, более пологий и ровный по сравнению с южным крутым и сильнорасчлененным бортом, прилегающим к Ругозерскому, Островному и Кузорецкому блокам. Вследствие этого ось максимальных глубин, как поверхности дна, так и поверхности фундамента, смещена в сторону южных блоков. Соответственно, туда же смещена и ось максимальных мощностей осадков, выполняющих наиболее глубокие впадины в фундаменте. Очевидно, что эта ось является зоной активного тектонического линеамента, проходящего вдоль подножия раздробленного Ругозерско-Кузорецкого блока. В рельефе фундамента эта зона прослеживается в виде серии грабенообразных впадин, глубина которых последовательно увеличивается по направлению к выходу в Кандалакшский залив. Активность этой тектонической зоны проявлялась в течение всего послеледниковья вплоть до настоящего времени. Об этом свидетельствуют современная сейсмичность, локальные сейсмодислокации в ряде мест, а также густая сеть разломов различного направления, особенно в пределах южного Островного блока.

В рельефе фундамента пролива выделяются три сегмента: **северо-западный**, представляющий наиболее поднятую и жесткую часть Ругозерского блока, **центральный**, примыкающий к Островному блоку, разбитый многочисленными разломами на мелкие блоки в виде гирлянды островов и опущенный на более низкий гипсометрический уровень, и **юго-восточный**, наиболее погруженный и крупный сегмент у пересечения депрессии Великая Салма с грабеном Кандалакшского залива. От сегмента к сегменту происходит и увеличение мощности выполняющих впадины осадков, причем это изменение происходит достаточно резко, совпадая с выделенными структурными границами.

При дешифровке сейсмограмм удалось проследить как минимум три генерации, три слоя рыхлого материала, заполняющего ложе пролива. Судя по предшествующим опубликованным работам, слой рыхлых отложений в Кандалакшском заливе, отличающийся акустической прозрачностью, является мореной валдайского ледника. В наших материалах этот слой с подобными характеристиками (акустическая прозрачность или хаотическая волновая картина) хорошо виден за пределами пролива, а также на многих профилях в проливе. В западной части изученного района он составляет всю рыхлую толщу, а восточнее слагает только нижнюю, наиболее мощную часть аккумулятивного заполнения ложбины пролива, образующую **первую генерацию** осадочного материала.

Вверх по разрезу хаотичная запись (свойство типичных морен) сменяется более упорядоченными отражениями, которые в верхних горизонтах

приобретают признаки слоистости. Это обстоятельство можно увязать со сменой ледникового (моренного) осадкообразования на накопление водно-ледниковых (ледниково-морских) отложений, которым и присущи признаки слоистой текстуры, это **вторая генерация** рыхлых отложений.

Третью генерацию аккумулятивных образований в проливе, представленную современными голоценовыми осадками, можно выделить лишь условно. На поверхности дна не встречены мощные осадочные тела, которым была бы присуща выраженная нормальная слоистость, что служит диагностическим признаком подобных отложений при анализе материалов сейсмоакустического профилирования. Видимо, такие осадки присутствуют, но в силу их незначительной мощности они соизмеримы с пределом разрешающей способности метода. При интерпретации профилей НСП мы условно выделили третий слой отложений – неразделенные ледниково-морские и морские осадки, связанные между собой постепенным переходом. Этот слой, по-видимому, соответствует так называемому седиментационному этапу как переходному к морскому режиму осадконакопления.

Вопреки представлениям о дефиците наносов в областях денудации и ледниковой экзарации, на примере пролива Великая Салма можно сделать вывод о наличии мощной толщи рыхлого осадочного материала на дне котловины Белого моря, а также в пределах мелководья. Основную часть этого материала составляют моренные отложения, в значительно меньшем количестве представлены ледниково-морские осадки, подчиненную роль играют современные морские осадки. Судя по тому, что полученные материалы указывают на один цикл последовательной смены генетических типов отложений – моренных, ледниково-морских и типично морских (и соответственно обстановок – оледенение, дегляциация, морской режим), нет оснований предполагать присутствие в пределах исследованного района более древних отложений, чем валдайские.

The results of seismo-acoustic studies in the Great Salma Strait of the White Sea are discussed. The acoustic boundaries of different complexes of bottom sediments have been identified, down to the acoustic basement. The authors have drawn the conclusion that the bottom is covered with thick strata of loose material, mainly moraine and partly fluvioglacial and recent marine sediments. It is beyond reason to expect the existence of sediments older than Valdai ones.

Ю.И. Мельниченко, В.Т. Съедин

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

ВулканоTECTоника и развитие Япономорской впадины

Y.I. Mel'nichenko, V.T. Syedin

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

Volcanotectonics and the development of the Japan Sea Basin

Далеко неразрешенной проблемой остается происхождение впадин окраинных морей Востока Азии. Распределение батиметрических ступеней [1] показывает, что дальневосточные моря являются составляющими различных эволюционных рядов рельефа дна. Поэтому происхождение и развитие впадин следует рассматривать индивидуально и предпочтительно в аспекте развития деформаций рельефа земной поверхности.

Проведенные в последние десятилетия геологические исследования Япономорского сектора зоны перехода континент-океан показали широкое участие в развитии рельефа разломной тектоники и вулканизма. С большой детальностью в акватории Японского моря закартированы ортогональные и диагональные системы разломов фундамента. Уверенно намечаются тектонические швы – трансрегиональные зоны глубинных долгоживущих разрывных структур, продолжающиеся на континенте. Системы разломов зачастую имеют мантийное заложение, являются магмоконтролирующими и обладают высокой подвижностью. Эти дизъюнктивы являются, вероятно, фрагментами деформированных и разорванных линеаментных систем, которые формировались на протяжении длительной (от рифея и ранее) геологической истории на восточной окраине Азии. Обновление одних дизъюнктивов и наложение на них более поздних привело к своеобразной интерференции разновозрастных тектонических линий. Они образуют решетчатый каркас разломов региона, который включает фрагменты разрушенного гранитно-метаморфического или складчатого фундамента.

На этом каркасе в разнообразных геодинамических условиях независимо развивались вулканоплутонические комплексы с заложением локальных вулканотектонических структур: разнопорядковых впадин, рифтовых депрессий, кальдер, вулкано-интрузивно-купольных поднятий, вулканов центрального типа. Они участвуют в геологическом строении шельфа, континентального склона, глубоководных котловин и возвышенностей дна Японского моря. Фрагменты окраинно-континентального Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса выделены на шельфе южного Приморья и возвышенностях Витязя, Алпатова, Ямато, Уллындю, на склонах Сихотэ-Алиня выделены структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена.

Широкое развитие получили кайнозойские вулканические комплексы. Горы и короткие хребты в котловинах Центральной и Хонсю слагают ба-

зальты окраинно-морского формационно-геохимического типа [2]. Они представляют постройки одиночных вулканов, которые формировались в котловинах вдоль разломов фундамента. Они также формируют локальные вулканические постройки в краевых частях возвышенностей Восточно-Корейской, Ямато, Окусири, Ното. В котловине Хонсю (скважина ODP 794) обнаружены базальты океанического типа. Формирование этого комплекса вулканов укладывается примерно в два временных диапазона: олигоцен-ранний миоцен и средний миоцен-плиоцен. На гетерогенном фундаменте подводных возвышенностей (Восточно-Корейская, Уллындо, Ямато, Оки, Кита-Оки и другие) в виде покровов залегают вулканические образования трахиандезитового комплекса, аналогичного образованиям окраинно-континентальных вулканических поясов. Они формировались в аэральных условиях в позднеолигоцен-раннемиоценовое время (27–22 млн лет).

Вулканисты островодужного типа распространены на возвышенности Ямато, Японо-Сахалинском бордерленде, в том числе, на островах Монерон и Садо. Период их образования ранний миоцен-современный. Щелочные базальтоиды плиоцен-голоценового возраста, отнесенные к формационно-геохимическому типу континентальных рифтов, выделяются по северному обрамлению Цусимской котловины в пределах жестких блоков древней сиалической коры (о. Дого) и глубоководной части моря (о-ова Уллындо, Чукто, поднятие Глебова, гайот Оки).

В зонах трансструктурных трансрегиональных линеаментов развивались наиболее крупные из вулканоструктур: рифтовые депрессии западной и восточных частей Центральной котловины, котловин Хонсю и Цусимской. На пересечении разломных систем разных линеаментов развивались вулканокупольные структуры возвышенностей Восточно-Корейской, Ямато, Уллындо (Криштофовича). Пульсирующий характер напряжений «растяжение – сжатие» в зонах трансрегиональных линеаментов приводит к тому, что морфотектонические образования представлены часто парагенетическими ассоциациями вулканоструктур разного типа, возраста и происхождения наложенными на ранние вулканические комплексы [3].

Формационно-геохимические типы вулканических комплексов впадины Японского моря занимают промежуточную между окраинно-континентальными и островодужными вулканическими поясами позицию. По условиям геодинамического заложения (разбитая на блоки утоненная континентальная кора) и особенностям проявления в пространстве и времени они объединяются нами в Япономорский окраинно-морской вулканоген. Его развитие увязывается с активизированными в связи с раскрытием бассейна разломами фундамента. Их заложение, по мнению И.И. Берсенева [4], произошло в начале позднего мела в момент проявления интенсивной складчатости в Сихотэ-Алине. К началу палеогена движения по ним прекратились и возобновились вновь в эоцене. В неоген-четвертичное время вдоль них произошли опускания.

Разломная тектоника выразилась в сочетании трансрегиональных зон левосторонних сдвигов северо-восточного простирания и сопряженных с ними поперечных участков относительного сжатия и растяжения. Она стала геодинамической производной воздействия Индо-Атлантического сегмента планеты на Тихоокеанский [5]. В результате с юры-мела началось воздействие тихоокеанских литосферных масс на структуры восточной Азии. С позднего мела это привело к преобладанию горизонтальных движений, образованию раздвигов и излиянию магм. Вулканические структуры, формирующиеся под контролем глубинных разломов, в силу гравитационного оседания способствуют, как известно, развитию прогибов земной поверхности, компенсирующих опустошение магматической камеры в процессе излияния магм. Это явление в условиях интенсивно дислоцированной коры может составить непосредственный механизм развития впадины Японского моря, как и впадин других окраинных морей.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Мировой океан» в рамках подпрограммы «Исследование природы Мирового океана» (второй этап).

1. *Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова К.И.* Эволюционные ряды рельефа дна морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 36–44.

2. *Syedin V.T.* Features of Cenozoic basaltoid magmatism and the origin of the Japan Sea // *J. Phys. Earth.* 1988. 36. S107–S115.

3. *Tsoy I.B., Lelikov Ye.P., Mel'nichenko Yu.I.* Some morphostructures of the Japan/East Sea bottom and an implication of their nomenclature // *The 12th International Seminar on the Naming of Seas and East Sea.* Seoul National University. Seoul, Korea. 2006. P. 46–59.

4. *Берснев И.И., Липкин Ю.С., Сигова К.И.* Впадина Японского моря // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 113–127.

5. *Пуцаровский Ю.М.* Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // *Тектонические и геодинамические феномены.* М.: Наука, 1997. С. 8–24.

The mechanism of formation of the Japan Sea Basin is considered. Formation of a basin can be caused by subsidence of volcanic structures in conditions of earth's crust intensively divided by breaks. This phenomenon compensates of a magmatic chambers devastation which occurs during volcanic eruptions.

Г.С. Немченко

(Институт Морской Геологии и Геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
e-mail: margeo@imgg.ru)

Исследование структуры осадочного чехла зоны деформации в центральной части Тихого океана

G.S. Nemchenko

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

Researches of sedimentary cover structure of central Pacific deformation zone

Структуры моноклиналиного типа, а особенно обширные зоны их распространения, явление достаточно необычное в океане. В Тихом океане подобные деформации впервые были выделены в Северо-Западной котловине в 1985 году, к северо-западу от поднятия Шатского. В 1988 году аналогичные структуры были обнаружены в экваториальной Атлантике юго-западнее побережья Африки. В 1991 году (НИС "Морской Геофизик", рейс 38) нами выявлены деформации моноклиналиного типа в центральной части Тихого океана, к юго-востоку от хребта Хорайзон, который является составной частью системы поднятий Неккер.

По сейсмическим данным НСП акустический фундамент разбит на ряд однородных блоков (10–15 км) высотой около 200 м и наклоненных на восток – юго-восток. Мощность осадочного чехла плавно уменьшается: от приблизительно 400 м в образовавшихся впадинах до почти 100 м на приподнятой части моноклинали. Всю толщу можно подразделить на три основные сейсмические единицы, уверенно разделяемые четкими коррелируемыми рефлекторами. Нижний слой осадков залегает непосредственно на фундаменте и представляет собой акустически прозрачную толщу с немногочисленными короткими отражениями слабой интенсивности. Мощность слоя почти постоянна и составляет 170–190 м. Акустически прозрачный средний слой, с нерегулярными короткими отражениями, сильно варьирует по мощности, от 170 м у основания опущенного крыла, иногда до полного выклинивания в верхней части структуры. Аналогичный по сейсмической картине среднему верхний слой (мощность около 70 м) местами выклинивается, местами плавно облекает подстилающий слой осадков.

Результаты, полученные при интерпретации сейсмического материала, сопоставлены с данными бурения скв. 313 и скв. 171, которые хорошо согласуются как по составу, так и по возрасту. Таким образом, нижний слой соответствует толще известняков и алевролитов, а средний и верхний слои – наномелов и наноилов соответственно, что совпадает со скоростью осадконакопления – высокой (25 м/млн лет) в позднем мелу (нижний слой), 4–15 м/млн лет (средний слой) и от 1 до 4 м/млн лет для верхнего слоя.

В итоге мы можем определить время активизации тектонической деятельности, ориентируясь на характер залегания осадочного чехла. Нижний слой, в целом, конформно облекает выступы фундамента, следовательно, к началу процесса, приведшего к образованию моноклиналей, он уже сформировался, что соответствует концу позднего кампана – началу раннего маастрихта. Свойственный для конседиментационного осадконакопления характер залегания среднего и верхнего слоев приводит к выводу о длительной обстановке напряженного состояния океанической коры в данном районе – от позднего кампана – раннего маастрихта вплоть до голоцена. Отсутствие развитой системы разрывных смещений предполагает наличие скорее сжимающих, нежели растягивающих усилий в рассматриваемой области.

Согласно концепции двухъярусной тектоники плит (по Лобковскому), вполне естественно выглядит предположение об относительном горизонтальном смещении океанической коры и верхней мантии в данном регионе океана, а описанные деформации моноклиналильного типа являются следствием и иллюстрацией такого смещения.

Deformations of monocline type are revealed to the South-East of Horizon Range (central Pacific). There are three layers in the sedimentary cover. Period of tectonic activity are prolonging from Late Campanian – Early Maestrichtian to present time. Such deformations may be illustration of relative horizontal displacement of oceanic crust and upper mantle.

А.М. Полякова

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН.
E-mail: polyak@poi.dvo.ru, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43)

Волны цунами в Приморье

A.M. Polyakova

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

A tsunami in Primorye

У северо-западного побережья Японского моря достоверно известно четыре случая появления волн цунами, которые сопровождались разрушениями (1907, 1940, 1983 и 1993 гг.).

Цунами 26 мая 1983 года было наибольшим. В 12 пунктах побережья, из обследованных 29, высота входящей волны превышала 2,0 м, в 5 из них – 4 м. Подход крупных волн наблюдался вдоль западного побережья полуострова Муравьева-Амурского и у открытого побережья моря в бухтах от м. Поворотного до б/х Лидовка. Максимальные значения элементов волн цунами наблюдались в бухте Лидовка. Высота входящей волны цунами в бухте Лидовка была не менее 6,5–7,0 м, дальность заплеска – более 800 м. Крупные волны цунами наблюдались и в других пунктах побережья открытой части Японского моря в бухтах: Рудная Пристань, Соколовской, Валентина, Каменке и др. Второй район, где наблюдались крупные волны цунами – западное побережье Уссурийского залива от м. Басаргина до бухты Муравьиной.

Цунами 1993 года было несколько слабее, чем цунами 1983 года. На побережье высота входящей волны цунами преимущественно не превышала 1 м, в шести пунктах, из обследованных 52, была более 2 м. Наиболее крупные волны цунами наблюдались вдоль открытого побережья моря на участке от бухты Кит до бухты Опричник. Максимальная высота входящей волны 4,34 м, наблюдалась в бухте Кит, дальность заплеска составила 85 м. Максимальная дальность заплеска, 146 м была зафиксирована в бухте Зеркальной, при высоте входящей волны 2,34 м.

Существенное отличие в характере подхода волн цунами двух последних случаев заключается в том, что цунами 1993 года не создало крупных волн вдоль западного побережья Уссурийского залива, как это было при цунами 1983 года. Максимальная зафиксированная здесь в 1993 году высота входящей волны 2,2 м наблюдалась в бухте Чумаки, а максимальная дальность заплеска 20 м наблюдалась на пляже пионерского лагеря "Океан".

Волны цунами 1983 и 1993 гг. в ряде пунктов открытой части Японского моря нанесли значительный материальный ущерб, а цунами 1983 года принесло разрушения и на востоке полуострова Муравьева-Амурского.

Исследование результатов воздействия волн цунами 26 мая 1983 года на побережье Приморья позволило выявить некоторые характерные особенности этого явления, уходящая волна была примерно вдвое больше приходя-

щей. Элементы волн имели максимальные значения у побережий, где они подходили под прямым или близким к нему углом.

По результатам опроса очевидцев в различных пунктах побережья характер первой волны цунами 1983 года отмечался и подъемом и спадом, однако там, где имеются мареографные наблюдения, четко видно, что первая волна цунами начиналась с подъема уровня. Теоретическое время добегания волн цунами от 26 мая 1983 года до основных пунктов побережья Приморья было рассчитано по формуле Лагранжа и составило от 28 до 53 мин, фактическое колебалось от 26 до 58 мин. По мареографным данным о цунами 1993 года время добегания волн цунами до побережья Приморья составило от 50 мин до 1 часа 40 мин. Расчетное время добегания было взято с карт изохрон и во всех случаях оно оказалось меньше фактического на 5–15 мин.

На большей части побережья Приморского края, по мареографным наблюдениям, как и по опросам очевидцев, при цунами 1983 года было зафиксировано две – четыре крупных волны, при цунами 1993 года – три крупных волны.

Tsunami are reliably confirmed by 4-cases on the western coast of Primorye: in 1907, 1940, 1983, 1993. Maximum observed elements of surges were recorded on May 26, 1983, the distance to the crest of the wave was more than 800 m., and the altitude of an entering surge made 6,5–7,0 m.

А.С. Пономарев, Н.Н. Турко, Ю.Е. Барамыков, С.Г. Сколотнев, С.Ю. Колодяжный, Н.П. Чамов, Н.В. Цуканов

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: aleks-geo@inbox.ru;
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН)

Геоморфология котловины Зеленого мыса в зоне сочленения с континентальным подножьем

A.S. Ponomarev, N.N. Turko, Yu.E. Baramykov, S.G. Skolotnev, S.Yu. Kolodyazhnyi, N.P. Chamov, N.V. Tsukanov

(Geological Institute RAS, Moscow; Institute of oceanology RAS)

Geomorphology of the Cape Verde basin at the zone of junction with the continental rise

Геологический институт РАН с 2000 г. проводит исследования глубоководной котловины Зеленого мыса в зоне сочленения подножия континентального склона со структурами ложа Атлантического океана. В 23-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" (2006 г.) геолого-геофизические исследования проводились в восточной части региона, на продолжении обнаруженного в 2000 г. тектонического уступа Кабо Верде [1], отделяющего котловину Зеленого мыса от Зеленомысского поднятия.

В пределах исследованного полигона были выделены следующие крупные геоморфологические элементы (с северо-востока на юго-запад),

1) абиссальная равнина Гамбия у подножья Зеленомысского поднятия. Здесь дно полого погружается к югу от 4700 до 5130 м. Над ровной поверхностью осадков возвышаются гряды и поднятия высотой 15–300 м и шириной 1–15 км, иногда объединяющиеся в цепочки северо-западного простирания. Как показано в работе [2], эти поднятия и гряды в сечении представляют собой антиклинали, горсты и диапироподобные структуры, осложненные складками более высокого порядка и сбросами, при этом вблизи погруженных крыльев этих структур происходит деформация осадочных слоев.

2) Хребет юго-восток – северо-западного простирания, названный нами хребтом Кабо Верде, обрамляющий с юга абиссальную равнину Гамбия. Южные наиболее крутые склоны хребта расположены на юго-восточном продолжении уступа Кабо-Верде. Вершинная поверхность хребта лежит на глубинах 4200–4300 м и имеет уклон к северу, относительная высота хребта около 800 м с севера и 300–400 м с юга. Хребет перекрыт осадочным чехлом, сходным по строению с чехлом южного окончания Зеленомысского поднятия и, по-видимому, образовался при подъеме его окраинной части, таким образом, как тектоническая структура он представляет собой горст, при образовании которого осадочные слои, формировавшиеся на ровной поверхности, в дальнейшем были смещены вдоль крутопадающих разрывов [2]. На отдельных участках верхняя толща осадков разбита мелкими горстами и диапироподобными структурами, с которыми сопряжены сбросы.

Юго-восточный фланг хребта образован обширным поднятием, на котором расположена конусовидная подводная гора Картер. Поднятие имеет относительную высоту около 5000 м с северной стороны; высота самой горы около 3500 м. Глубина ее выровненной вершины около 200 м (минимальная – 176 м), диаметр около 500 м. Крутые склоны горы осложнены уступами. Гора Картер представляла собой вулкан, на потухшей вершине которого образовалась карбонатная банка [2]. К югу от горы Картер на поднятии находится конусовидный холм высотой около 600 м и диаметром в основании около 2,5 км, также, по-видимому, являющийся вулканической постройкой. Подобная постройка с диаметром основания до 5 км находится к северо-востоку от горы.

3) Дно котловины Зеленого мыса занимает южную часть полигона. Здесь развита система субширотных хребтов и депрессий, связанных с окончаниями трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта. Они срезаются морфоструктурами хребта Кабо-Верде, имеющими СЗ простирание. Прослеживаются две депрессии с выровненным дном, разделенные невысоким хребтом. Северная депрессия шириной около 15 км на западе полигона выклинивается у подножья горы Картера. Глубины в ней уменьшаются с запада на восток с 4900 до 4600 м. Южная депрессия шириной около 25 км с меньшими глубинами (от 4850 м до 4700 м на западе и востоке соответственно). С юга она ограничена цепочкой поднятий относительной высотой до 500 м, которые представляют собой пологие симметричные антиклинали, крылья которых осложнены сбросами [2].

К югу от цепочки поднятий дно котловины расположено еще на более высоком уровне: от глубины 4650 м на западе до 4400 м на востоке, у подножья горы Фланагана из группы гор Батиметристов. Ширина ее уменьшается соответственно от 25 км до 15–17 км.

Таким образом, рельеф восточной части котловины Зеленого мыса нетипичен для абиссальных котловин. Здесь наблюдается расчлененный рельеф, который обычно сменяет выровненное дно ближе к центру котловины, в области максимальных глубин. Расчлененный рельеф изученного полигона отражает структуру фундамента и, видимо, образовался в результате дифференцированных тектонических движений, включая поднятие хребта Кабо Верде [2]. Для вулканических сооружений подводных гор Картера, Фланаган, Лайтхилл отмечено погружение в постэоценовое время [3].

Данные акустического профилирования обнаруживают тектонические нарушения в верхней части осадочного чехла, что свидетельствует о современных тектонических движениях [2]. Они активизируют склоновые процессы, что в морфологии выражено в расчленении склонов горы Картер и хребта Кабо Верде ложбинами и каньонами, у окончания которых отмечаются лопастеобразные выступы (видимо, конуса выноса). В строении осадочного чехла местами отмечаются нарушения стратификации осадков. по-

видимому, вследствие перемещения осадков придонными течениями, существование которых также выявлено в котловине.

Таким образом, тектонические движения сформировали рельеф исследованной области и продолжаются в настоящее время, что свидетельствует о тектономагматической активности этого сегмента пассивной тектонической окраины.

Работы проводились при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 17, гранта РФФИ 06-05-64152а, ФЦП «Мировой океан» и ведущих научных школ НШ-9664.2006.5.

1. Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан). // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 3. С. 362–366.

2. Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Соколов С.Ю., Пейве А.А., Цуканов Н.В., Колодяжный С.Ю., Чамов Н.П., Барамыков Ю.Е., Пономарев А.С., Ефимов В.Н., Ескин А.Е., Петрова В.В., Головина Л.А., Лаврушин В.Ю., Летягина Е.А., Шевченко Е.П., Кривошея К.В., Зотов Л.В. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зелёного мыса и подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика). // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 1–5.

3. Jones E.J.W., BouDagher-Fadel V.K., Thirlwall M.F. An investigation of seamount phosphorites in the Eastern Equatorial Atlantic // Marine Geology. 2002. V. 183. P. 143–162.

The geological-geophysical investigation of Cape Verde basin carried out on board of r/v “Akademik Nikolaj Strakhov” in 2006 have shown a wide development of tectonic movements within the distinguished morphostructural provinces of Cape Verde Ridge with Carter smt. and ocean bottom southward. Gambia abyssal plain occupies the lowest bathymetric level what is untypical for oceanic basins.

В.И. Попков

(КубГУ, Краснодар, geoskubsu@mail.ru)

**Глубинное строение Северного Каспия по данным
аэромагнитной съемки**

V.I. Popkov

(Kuban State University, Krasnodar)

**Deep structure of Northern Caspian Sea according
to aeromagnetic shooting**

В пределах Северного Каспия и прилегающих районах суши в геомагнитном поле выделяются крупные неоднородности, отвечающие блокам разновозрастной континентальной коры: южный (включающий в себя и Южно-Бузачинский максимум), где развиты линейные аномальные зоны северо-западного простирания (палеозоиды и ранние киммериды), юго-восточный – с крупномозаичным рисунком магнитного поля, соответствующий Северо-Устюртскому докембрийскому массиву, и северный, принадлежащий южному борту Прикаспийской впадины. Границами между двумя последними зонами служит зона шириной 50–100 км, характеризующаяся появлением обширных субизометричных максимумов с абсолютными значениями в эпицентрах до +150нТл, что резко выделяет данный тип магнитных аномалий от расположенных севернее, где абсолютные значения лишь приближаются к положительным отметкам поля ΔT_a (рис. 1).

Верхняя кромка магнитных объектов в рассматриваемой зоне залегает в среднем на глубине 7,0 км, т.е. намечается некоторая ступенчатость в глубинах залегания магнитоактивных тел с тенденцией воздымания в южном направлении [1, 2]. Кроме того, в этой зоне наблюдается развитие тел с интенсивной намагниченностью (до $700 \cdot 10^{-6}$ СГС), отсутствующих в других районах. Как по величине намагничения, так и по абсолютным значениям напряженности поля ΔT_a , магнито-возмущающие объекты стыкуются с магнитными телами Южно-Эмбинского максимума, где предполагается развитие ультраосновных пород. Данная полоса уверенно прослеживается и на запад до береговой линии.

Граница южной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и Скифско-Туранской платформы фиксируется полосой резкого горизонтального градиента поля ΔT_a , испытывающей изломы в местах пересечения разломами северо-восточного простирания. Южнее ее происходит смена знака геомагнитного поля, которое становится в целом отрицательным, а его структура приобретает ярко выраженный линейный характер. Выделяемые здесь аномальные зоны имеют северо-западное простирание как и в юго-западной части Туранской плиты [1], где формирование континентальной коры в основном завершилось в конце палеозоя. Прослеживающийся на акватории Южно-Бузачинский максимум поля ΔT_a располагается на стыке разновозрастных платформ.

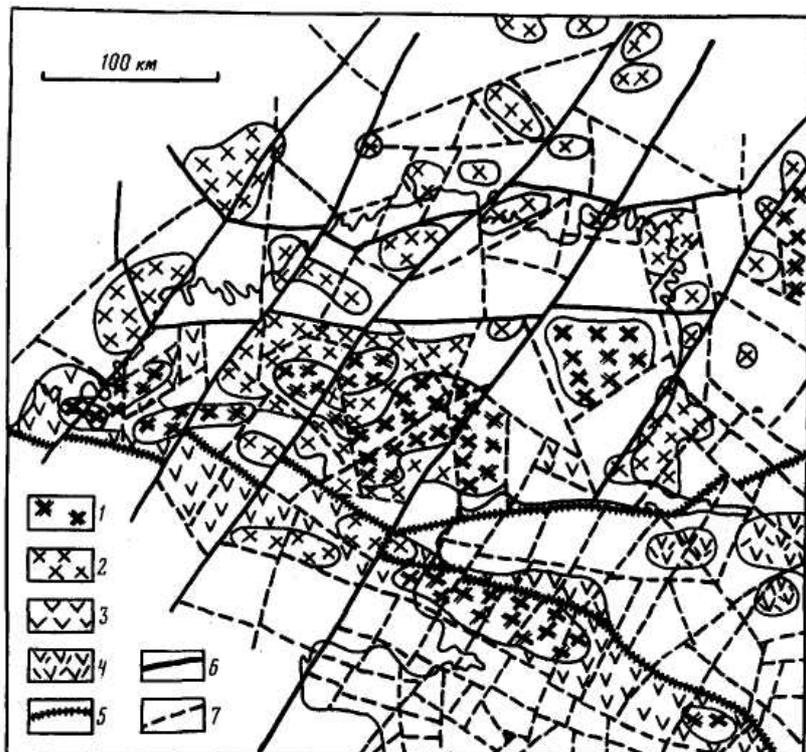


Рис. 1. Схема глубинного строения Северного Каспия и сопредельных районов суши.

Предполагаемый состав магматических пород: 1 – ультрабазиты, 2 – интрузивные (эффузивные) образования основного состава, 3 – основные эффузивы, 4 – эффузивы основного и среднего состава; разломы: 5 – границы разновозрастных блоков континентальной коры, 6 – основные региональные, 7 – прочие.

Северо-Устьуртский массив прослеживается в море на 30-35 км и ограничивается мощным нарушением северо-восточного направления. Фундамент массива сложен преимущественно слабомагнитными породами. Наблюдаемые в его пределах изометричные локальные максимумы обусловлены наличием в низах осадочного чехла мощных линз эффузивных пород среднего и, возможно, основного составов. Количественные расчеты в комплексе с материалами сейсморазведки свидетельствуют о приуроченности их к доверхне-пермской части разреза. Предполагается, что располагающийся южнее Южно-Бузачинский максимум фиксирует развитие на глуби-

не мощной призмы магматических пород основного состава, а в отдельных случаях и ультрабазитов.

1. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т.284. № 4. С. 939–943.

2. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение Северного Каспия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 409–412.

Ю.М. Пушаровский

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: skol@ginras.ru)

**Морфоструктурные черты и тектоническая типизация
глубоководных впадин Индийского океана**

Yu.M. Pyshcharovsky

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Morphostructure features and tectonic types of deep basins
in the Indian Ocean**

Глубоководные впадины Индийского океана по морфоструктурным особенностям характеризуются значительным разнообразием. Это относится к их размерам, форме, глубинам дна и его рельефу. В докладе приводятся соответствующие сведения.

Глубоководные впадины относятся к категории макроформ рельефа океанского дна. Одновременно они являются и тектоническими макроформами. В работе сосредоточено внимание на их тектонической типизации, ранее не проводившейся. Выделяется три тектонических типа впадин: периспрединовые, центрально-талассогенные и периконтинентальные. Периспрединовые впадины сопряжены со спрединговыми хребтами, простираются согласованно с простираем хребтов, связаны с ними геодинамически, образуя в целом волнообразную морфоструктурную систему. К этому типу относятся Южно-Австралийская и Австрало-Антарктическая впадины (рис. 1).

Центрально-талассогенные впадины занимают срединную область океана, располагаясь вне воздействия спрединговых процессов, и представляют, с точки зрения автора, унаследованные структуры от более древнего океана (имеется в виду обширный клин древнего Тихого океана). К данному типу принадлежат впадины: Центральная, Кокосовая, Уортон и Крозе.

Периконтинентальные впадины распространены по Африканской, Австралийской и Антарктической перифериям океана (см. рис. 1). Впадины данного типа сопряжены с континентальными отторженцами (поднятия, плато, микроконтиненты). На западе и востоке океана те и другие образуют тектонические системы, простирающиеся согласованно с контурами континентов.

Периферийное положение занимает также Африкано-Антарктическая впадина, но она специфична и должна рассматриваться как подтип данной категории.

Образование и развитие глубоководных впадин Индийского океана связаны с воздействием трех факторов: рифтинга, спрединга и тектонического оседания дна, которые проявлены в разной степени. Характерной формой нисходящих движений является ступенчатое опускание.

Выполненная типизация глубоководных впадин призвана способствовать исследованиям по тектоническому районированию океанского дна и дальнейшему развитию модельных тектоно-геодинамических построений.

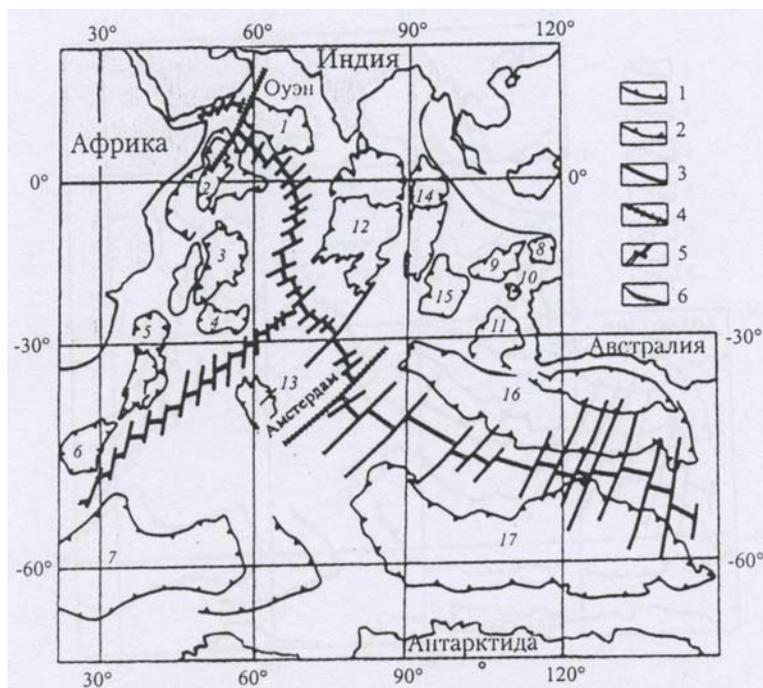


Рис. 1. Структурное положение глубоководных впадин в Индийском океане
 1, 2 – контуры впадин по изобате 5000 м (1) и по изобате 4000 м (2); 3 – разломы;
 4 – демаркационные разломные зоны; 5 – осевые зоны спрединговых хребтов;
 6 – глубоководные желоба.

Периконтинентальные впадины: 1 – Аравийская, 2 – Сомалийская,
 3 – Маскаренская, 4 – Мадагаскарская, 5 – Мозамбикская, 6 – Агульяс, 7 – Эндерби,
 8 – Арго, 9 – Гаскойн, 10 – Кювье, 11 – Пертская. Центрально-океанские впадины:
 12 – Центрально-Индийская, 13 – Крозе, 14 – Кокосовая, 15 – Уортон. Периспредин-
 говые впадины: 16 – Южно-Австралийская, 17 – Австрало-Антарктическая

Из всего сказанного можно заключить, что Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64152а), Президиума РАН (программа № 17), ФЦП «Мировой океан», гранта ведущих научных школ № НШ-9664.2006.5.

Oceanic deep basins concern with macroforms of bottom relief and at the same time they are tectonic macrostructures. For the first time it is carried on the tectonic classification of these structures. It can be determined peri-spreading, central thalassic and peri-continental types of oceanic deep basins. Formation of these basins relates to the processes of rifting, spreading and tectonic subsidence of oceanic floor.

Е.И. Разуваева, А.Г. Зинченко

(ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, lenok@vniio.nw.ru)

**Новые данные о мезорельефе дна Кольского желоба
(Баренцево море)**

E.I. Razuvaeva, A.G. Zinchenko

(VNIIOkeangeologia, St.-Petersburg)

**New data of the mesorelief of the Kolsky Trough bottom
(Barents Sea)**

В 2006 году экспедицией ВНИИОкеангеология проводилась крупномасштабная батиметрическая съемка на трех детальных полигонах в Кольском желобе. Съемка глубин морского дна осуществлялась гидрографическим комплексом SEA BEAM 1185 по системе галсов, расстояние между которыми составило 200 м.

Исследованные участки (П-1, П-2, П-3) размерами 5х5 км располагаются в днище Кольского желоба: П-1 – в его средней части, П-2 находится у основания северного склона желоба, а П-3 на северном склоне, частично захватывая желоб Зюйдьюпет, переуглубленный по отношению к днищу Кольского желоба. Глубины дна в пределах участков составляют около 190 м и только в желобе Зюйдьюпет превышают 220 м. Грунты представлены преимущественно супесчаными и глинистыми илами. Уклоны на участках в целом не превышают 0° 20' и, лишь в желобе Зюйдьюпет достигают первых градусов.

На поверхности дна всех трех участков встречены “оспины” (покмарки) глубиной до 2 м и диаметром 20–50 м. Они распространены в целом хаотично, но при этом относительно равномерно, не образуя отчетливых скоплений. Покмарки известны в депрессиях многих шельфов мира, где они бывают приурочены к полям развития тонкодисперсных осадков, и связаны с рассеянными высачиваниями газов.

На П-1 и П-2 выявлены многочисленные протяженные борозды, в основном прямолинейные или слабоизвилистые, иногда разветвляющиеся на две. Реже среди них встречаются дугообразные и петлевидные. Как правило, борозды ориентированны в направлении СЗ-ЮВ согласно простиранию Кольского желоба, поперечные к этим направлениям борозды встречаются значительно реже.

Борозды выработаны в рыхлом чехле и не достигают коренных пород и не наследуют их рельеф. Наиболее четко выраженные и глубоко врезанные борозды имеют и наибольшую ширину. Не смотря на то, что часть борозд пространственно приурочена к разрывным нарушениям, предполагаемым по данным НСП, борозды, по-видимому, являются экзогенными и, судя по морфологической выраженности, обусловлены “процарапыванием” неконсолидированных осадков твердыми объектами.

Сравнение с изображениями, приведенными в "Seismic Atlas of Glacimarine Features" [1] показывает, что выявленный мезорельеф на участках схож с реликтовыми бороздами айсбергового выпаживания, так называемыми плуг-марками. Такие борозды зафиксированы у западного побережья Норвегии, у Шпицбергена, на плато Ермак и в днище Медвежинского желоба. Подобные образования известны и в районе Антарктического полуострова. При этом в указанных районах борозды зафиксированы на больших глубинах (350–600 м), чем в Кольском желобе с глубинами 185–230 м.

Если борозды в Кольском желобе действительно связаны с айсберговым выпаживанием, по-видимому, их можно связывать со временем последнего поздневалдайского оледенения. В таком случае, сохранность борозд свидетельствует о консервации мезорельефа и слабой его переработке.

Рельеф на этом участке П-1 характеризуется очень пологой наклонной поверхностью. Общий уклон дна составляет 0,00125 (первые минуты). Борозды здесь развиты на всей площади участка, но их густота и глубина максимальны в северной половине участка. Длина борозд от 0,8–2 км до 4 км и более, ширина борозд – в пределах 100–160 м. Центральная, наиболее контрастно проявленная в рельефе, и наиболее широкая борозда достигает в поперечнике 250 м (местами 300 м), она пересекает весь участок и явно выходит за его пределы. Глубина борозд составляет от 1–1,5 м до 4–5 м. Уклоны дна на их бортах возрастают до 1° – $1^{\circ}40'$. Дно борозд изобилует переуглублениями в 1–1,5 м, за счет чего глубина вдоль тальвега борозд не постоянна. Края борозд субпараллельны и часто сопровождаются цепочками прибортовых валиков высотой 1–3 м.

На участке П-3 рельеф более контрастный. В юго-восточной трети участка имеет место уступ высотой около 30 м. Ниже основания уступа вдоль юго-восточной границы участка протягивается вытянутая депрессия. Площадь участка делится на три части: верхнюю относительно пологую ступень, среднюю – уступ со средними уклонами около $2^{\circ}20'$, а максимальными до 10° – 11° , и нижнюю – депрессию у подножия уступа.

Мезорельеф на участке П-3 представлен бороздами, подобными тем, которые были встречены П-1. Они отчетливо различимы в пределах верхней ступени и в пределах депрессии, где их количество не велико. Преимущественная ориентировка борозд, как и на участке СЗ-ЮВ. Длина борозд составляет от 500 м до 2 км и несколько более, ширина 100–200 м, глубина от 1,5 до 3 м, она непостоянна вдоль борозды. Прибортовые валики аналогичны, зафиксированным на П-1. При общем сходстве характера мезорельефа П-1 и П-3, борозды в пределах последнего участка более короткие, более узкие и несколько менее глубокие.

Факт отсутствия борозд на П-2 пока не находит объяснения. Признаков того, что они существовали здесь ранее, но впоследствии были сnivelированы, пока не выявлено.

1. Sub-Glacial Features Interpreted from 3D-Seismic // "Seismic Atlas of Glacimarine Features". Chapman & Hall, England, 1997. 315 p.

Pockmarks and ploughmarks were recognized at the bottom of the Kolsky Trough.

А.Г. Родников

(Геофизический центр РАН, Москва, rodnikov@wpcb.ru)

Глубинное строение континентальных окраин западной части Тихого океана

A.G. Rodnikov

(Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Deep Structure of Continental Margins in the West Pacific

Исследование глубинного строения континентальных окраин переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану проводилось в рамках международного проекта «InterMARGINS». Были построены геодинамические модели активных континентальных окраин западной части Тихого океана, характеризующихся высокой сейсмичностью, вулканизмом и природными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения. Континентальные окраины являются также районами современных интенсивных тектонических движений и гидротермальных процессов, областями накопления различного рода полезных ископаемых (рис.).

Отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обуславливают формирование структур земной коры.

Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми глубоководными котловинами переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют области генерации новой океанической коры и литосферы. Таким бассейнам отвечает выход кровли астеносферы непосредственно к подошве земной коры.

На поверхности поднятия астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния, в основном, толеитовых магм. Они располагаются в зонах растяжения и проявляются на фоне уменьшения мощности литосферы и высокого теплового потока.

Подтверждена связь теплового потока с тектоно-магматической активностью. Она выражается в увеличении теплового потока при омоложении возраста тектогенеза. Увеличение плотности теплового потока обусловлено внедрением в литосферу астеносферных диапиров, вызывающих тектоно-магматическую переработку земной коры и развитие вулканизма. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем выше значения теплового потока и более молодой возраст излияния толеитовых базальтов. При уровне залегания астеносферы, достигающем примерно 10–20 км, происходит раскол литосферы, образование междуговых прогибов, вдоль осевых линий которых образуются рифтовые структуры с излияниями толеитовых базальтов.



Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море. Вверху – карта-схема расположения профиля. Ниже – распределение измеренных значений теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) вдоль профиля. Геологический возраст: AR – архей, PR – протерозой, PZ – палеозой, MZ – мезозой, К – мел, KZ – кайнозой. Горизонтальные линии – границы по сейсмическим данным (V_p – скорости продольных волн, V_s – скорости поперечных волн). Красные кружки – очаги землетрясений и их механизмы. Пунктирные линии – глубинные температуры по геотермическим данным. Горизонтальные стрелки указывают на направление движения геологических структур. Показано соотношение между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных осадочных впадин.

Отмечается соотношение: апвеллинг астеносферы к подошве коры островной дуги; раскол литосферы с формированием междугловых трогов; образование магматических очагов в коре и мантии; рифтогенез на поверхности с толеитовым магматизмом и гидротермальным проявлением сульфидов.

Формирование осадочных бассейнов определяется развитием в верхней мантии астеносферных диапиров, содержащих также углеводородные флюиды. При апвеллинге астеносферы к земной коре происходит раскол литосферы, заложение рифтовых структур, базальтовые (в основном толеиты) излияния магмы, активные гидротермальные процессы с образованием сульфидных месторождений, обвальная седиментация. Астеносферные диа-

пиры представляют собой каналы, по которым горячие углеводородные флюиды проникают в осадочные бассейны. Вызванные астеносферным апвеллингом повышенный тепловой поток, магматическая активность и прогрев осадочной толщи становятся условиями, способствующими формированию месторождений нефти и газа в осадочных толщах задуговых бассейнов. Указанные общие особенности, вероятно, отражают единый механизм формирования осадочных бассейнов региона – в ходе разновозрастных процессов тылового спрединга, осложненных восходящими потоками флюидных расплавов.

The Continental Margins of the West Pacific Ocean is characterized by high seismicity, volcanic eruption and natural cataclysms hazardous for the people living there. It is also area of recent intense tectonic movements and hydrothermal processes, place of accumulation of different kinds of useful minerals. The deep structure of the Pacific Mobil Belt was investigated under the InterMARGINS Project along the deep cross-sections of the lithosphere, on based the complex interpretation of geological and geophysical data. The first deep section crosses the region of the Okhotsk Sea. The second deep section crosses the region of the Japan Sea and the third deep section crosses of the Philippine Sea and the North China Plain.

А.В. Розова, В.В. Фроль

(МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, vladfroll@mail.ru)

**Исследование глубинных неоднородностей строения
Срединно-Атлантического хребта методами
морфометрического анализа рельефа**

A.V. Rozova, V.V. Froll

(Moscow State University, Geographical Department)

**Mid-Atlantic Ridge deep discontinuities research
on morphometric data analysis**

Одной из главных проблем в изучении строения Срединно-Атлантического хребта (САХ) является выяснение характера и причин его сегментации. Морфология САХ довольно сильно меняется от места к месту по всей его длине. Крупные трансформные разломы являются структурными границами отдельных самостоятельных областей океанического дна. Разломы меньшего масштаба являются структурными границами между отдельными блоками хребта с несколько отличным строением. Для того, чтобы проследить более тонкие черты изменения рельефа САХ при переходе через зоны разломов и выяснить закономерности изменения морфологии осевой зоны хребта внутри сегментов, отделенных трансформными разломами, нами был исследован участок Южно-Атлантического хребта (ЮАХ) между 3° ю.ш. и 15° ю.ш., характеризующийся большим разнообразием структур как рифтового, так и трансформного типов. Исходным материалом для построения морфоструктурной карты послужила батиметрическая карта Южной Атлантики (3° ю.ш. – 40° ю.ш.) м. 1:5 737 447 и Генеральная батиметрическая карта океанов (ГЕБКО).

Нами была построена карта границ блоков данного района, которые проводились по линиям максимальных глубин. В области построения карты был выделен 151 блок, некоторые из которых включают в себя более мелкие блоки. У каждого блока измерялась длина и ширина. Известно, что вещество разбивается на отдельные, соотношение размеров которых стремится к 0,5х0,7х1. Это же соотношение верно и для блоков земной коры. В результате, должна наблюдаться линейная зависимость длины блоков от их ширины. Наклон прямой линии, то есть графика этой зависимости, определяется тем, какая сторона блока выходит на поверхность. Для выделенных блоков угол наклона прямой линии, аппроксимирующей облако точек, абсцисса которых – длина блоков, а ордината – ширина, оказался равен 22°. Если рассматривать по отдельности зависимость длины и ширины блоков, принадлежащих к различным типам морфоструктур, угол наклона аппроксимирующей прямой изменяется. Его величина равна для фланговых зон 19,35°, для трансформных разломов 20,28°, для океанических котловин

21,89°, а для рифтовых гор 22,21°. Линейный коэффициент корреляции длины и ширины блоков был рассчитан по формуле:

$$R_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n \sigma_{xi} \sigma_{yi}}{n \sigma_x \sigma_y}, \text{ где } \begin{cases} \sigma_{xi} = x_i - \bar{x} \\ \sigma_{yi} = y_i - \bar{y} \end{cases}$$

σ_x – среднее квадратическое отклонение по x ; σ_y – среднее квадратическое отклонение по y ; x_i – длина блока; y_i – ширина блока; \bar{x} – средняя длина блоков; \bar{y} – средняя ширина блоков; n – объем выборки. Он оказался равным 0,75.

Для каждого блока также был рассчитан коэффициент формы, представляющий собой отношение ширины блока к его длине. У идеального блока отношение ширины к длине может равняться 0,5, 0,7 или 0,71. Поэтому, если три возможных расположения блоков равновероятны, блоки с коэффициентом формы, лежащим в интервале 0,6–0,8, должны составлять 2/3 всех блоков, а 1/3 блоков должна иметь коэффициент формы, лежащий в интервале 0,4–0,6. Почти половина блоков ЮАХ (49%) попадает в интервал коэффициента формы 0,4–0,6, т.е. имеет соотношение сторон поверхностной грани 0,5x1, 25% блоков имеют коэффициент формы 0,6–0,8, 18% блоков попадают в интервал коэффициента формы 0,2–0,4. Намного меньшую часть составляют блоки с минимальными и максимальными значениями коэффициента формы (соответственно 5% и 3%). Следовательно, большая часть блоков в данном районе ЮАХ располагается вверх самой длинной и узкой гранью, что находит также свое отражение в характере рельефа.

Для определения зависимости формы блоков от их принадлежности к определенной морфоструктурной зоне каждому интервалу коэффициента формы в соответствие приводилась балльная характеристика (от 1 до 5 баллов) и основным типам морфоструктурных зон также присуждался балл (от 1 до 5). Затем был рассчитан коэффициент корреляции Спирмана по формуле

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n d^2}{n(n^2 - 1)},$$

где d – разница баллов между коррелируемыми признаками; n – объем выборки; $\rho = 0,9947$.

При расчете глубины учитывались только блоки со значениями коэффициента формы, лежащими в интервале 0,4–0,8. Средняя глубина нижних границ блоков составила 99 км, максимальная – 257 км, а минимальная – 30 км. Самая малая средняя глубина нижних границ блоков характерна для

трансформных разломов (74 км), она увеличивается в зоне рифтовых гор до 91 км, во фланговой зоне до 125 км, однако в зоне океанических котловин уменьшается до 102 км. По данным сейсмической томографии глубинные неоднородности внутреннего строения Земли, связанные с ЮАХ, прослеживаются до глубин 250 км и более. Данные по глубинному строению в пределах района исследования представлены единственным сейсмическим разрезом литосферы вдоль Анголо-Бразильского геотраверса по 12° ю.ш. Подобные неоднородности строения удается проследить сейсмическими методами в пределах геотраверса до глубин по крайней мере 50 км для ЮАХ, более 100 км для Бразильской и 70–90 км для Ангольской котловин. Как видно, порядок цифр сходен с расчетными данными по глубине нижних границ блоков, полученных нами морфологическим и морфометрическим методами. По сейсмологическим данным, граница литосферы в этой области дна океана должна залегать на глубинах 80–100 км. Таким образом, нижние границы выделенных блоков соответствуют по глубине подошве литосферы. В этом случае подтверждается мнение, что неоднородности строения, связанные с крупными морфоструктурами, уходят своими корнями в верхнюю мантию вплоть до нижней границы литосферы. Примененный метод расчета границ, размеров и глубин кромок блоков может быть успешно использован для анализа региональной сегментации всего САХ по батиметрическим материалам.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 07-05-00422

From morphometric and geomorphological data Mid-Atlantic Ridge morphostructure varies along its length. It shows on different structure processes in the rift zone of the ridge. The length of the MAR is divided into blocks of different order. The differences of relief structure are ascribed to different deep structure down to base of the lithosphere.

Д.В. Рундквист, В.М. Ряховский, Е.Г. Мирлин
(Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН,
e-mail: rwm@sgm.ru)

**Типизация основных структур Мирового океана на базе
ГИС-технологий**

D.V. Rundkvist, V.M. Ryakhovsky, E.G. Mirlin
(Vernadsky State Geological Museum RAS)

**Typification of the main structures of the World Ocean on the
basis of GIS-technologies**

Проблема типизации структур дна Мирового океана – одна из старейших в морской геологии. Предпринималась такая типизация неоднократно и на разных стадиях изучения ложа океана и зон сочленения океан-континент. Подход к данной проблеме, ставший уже классическим, заключается в том, что в начале разрабатывается легенда, в основе которой – генетическая классификация рельефа. Как правило, все многообразие форм подводного рельефа делится на три иерархически соподчиненные категории: геотектуры, морфоструктуры, морфоскульптуры [1]. К геотектурам относятся наиболее крупные формы: срединно-океанские хребты (СОХ), глубоководные котловины, переходные зоны, крупнейшие поднятия, в том числе материковой и вулканической природы. Происхождение геотектур обусловлено процессами планетарного масштаба. В качестве морфоструктур рассматриваются крупные и средние формы рельефа, природа которых обусловлена эндогенными процессами – вулканизмом и тектоникой. К ним обычно относят подводные хребты, массивы, плато, возвышенности, желоба, зоны разломов. Комплексы форм одинакового происхождения образуют генетически однородные поверхности, которые рассматривают как морфоскульптуры. В зависимости от доминирующего экзогенного фактора выделяются морфоскульптуры: абразионно-аккумулятивная, эрозионно-аккумулятивная, аккумулятивная и суспензионно-аккумулятивная и т.д. Именно такой подход использован при построении ряда геоморфологических карт Мирового океана (например, [2]).

Современные требования к изучению геодинамики Мирового океана выдвигают совершенно новые требования к решению проблемы типизации его структур. Ее уже невозможно осуществить на чисто качественной основе, как это было ранее. Этим требованиям отвечают новые технологии сбора, хранения, обработки и интерпретации данных – ГИС-технологии. Наиболее важное, принципиальное достоинство данных технологий, резко отличающее их от ранее существовавших методик обработки данных – возможность построения пространственных моделей различных структур, которые основаны на всем комплексе имеющихся материалов. При этом создание моделей может быть осуществлено в оперативном режиме – так, что

любая из категорий структур может быть охарактеризована моделью, наиболее адекватно отражающей ее строение во всем диапазоне пространственно-временных масштабов. В настоящем докладе рассмотрены примеры разработки указанных моделей применительно к основным геотектурам и морфоструктурам Мирового океана, при этом акцент сделан на петрогенетических моделях.

Основанием для этого явилось то обстоятельство, что нами на основе применения ГИС-технологий созданы и изучены выборки по петрохимическому составу океанских вулканитов (более 30 000 анализов), генерализованные с помощью оригинального метода многомерной агрегации данных. В результате выявлены некоторые наиболее общие черты латеральной неоднородности "базальтового" слоя, а также эволюции океанского магматизма на позднемезозойско-кайнозойском этапе для многих из указанных выше иерархически соподчиненных категорий морфоструктур.

Рассмотрены модели глубинного строения срединно-океанских хребтов и линейно-вытянутых поднятий и показано, что наибольшие различия в составе вулканитов наблюдаются между этими геотектурами и морфоструктурами (рис.). Вулканизм изометричных поднятий в целом достаточно разнообразен и имеет промежуточный характер. Наряду с вулканитами, типоморфными для определенных структур, имеются их сквозные типы, в той или иной степени встречающиеся в разных структурах. При этом глубина отделения однотипных магм от адиабатически поднимающихся диапиров, оцененная по железистости котектик, закономерно увеличивается в ряду структур: срединно-океанские хребты и абиссальные котловины -> изометричные поднятия -> линейно-вытянутые поднятия и острова. Это предположительно увязывается с различиями в мощности литосферы, что, в свою очередь, обуславливает скорость подъема магм.

И глубинная структура, и петрохимические неоднородности второго слоя срединно-океанских хребтов обнаруживают симметрию относительно оси, которая, тем не менее, нарушается вблизи некоторых протяженных трансформных разломов. Рассмотрены ареалы распространения вулканитов внутриокеанских поднятий и островов, обусловленных влиянием плюмов. Приводится пример глубинного строения и распределения состава базальтов в пределах одного из наиболее крупных Африкано-Кергеленского плюма. От его "эпицентра" в стороны наблюдается последовательное изменение состава преобладающих типов базальтов (с уменьшением роли "обогащенного" источника).

Приведены ГИС-модели, демонстрирующие развитие океанского магматизма, который носит осцилляционный характер. Выделяются мел – палеоценовый, эоцен – олигоценый и незавершенный миоцен-плейстоценовый ритмы. Для ранних стадий ритмов характерна значительная дисперсия глубин отделения магм от мантийных диапиров. В конце ритмов устанавливается квазистационарный уровень подъема мантийных диапиров. Поздние стадии ритмов по времени коррелируют с уменьшением частоты инверсий

магнитного поля Земли, интенсивности вулканизма в океанах и на платформах континентов, с усилением интенсивности прогибания этих платформ, а также с понижением температуры океанских вод.

Выделенные ритмы отчетливо различаются по дисперсии состава наиболее распространенной группы пород (базальты СОХ без пикритоидных и сильно дифференцированных разновидностей). Для мел-палеоценового ритма характерны существенные различия в составе разновозрастных базальтов, относящихся к различным океанам. На протяжении эоцен-олигоценового ритма изменения в составе наименьшие и состав базальтов чрезвычайно однороден во всех океанах. В течение миоцен-плейстоценового ритма диапазон составов базальтов значительно расширяется и практически перекрывает весь интервал составов более древних пород.

На фоне довольно пестрой картины эволюции магматизма в эоцене – олигоцене в абиссальных котловинах всех океанов происходит смена преобладающих ассоциаций вулканитов. Этот возрастной рубеж, который отмечается также различными специалистами: седиментологами, палеонтологами, геофизиками, и который по времени примерно совпадает с моментом глобальной тектонической перестройки в эоцене.

Уже накопленный опыт в проведении типизации основных структур дна Мирового океана с использованием ГИС-технологий демонстрирует высокую эффективность, однако требует дальнейшего совершенствования.

1. Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. 470 с.
2. Геоморфологическая карта Мирового океана / Редакторы С.И. Андреев, И. Храмоста. ВНИИОкеангеология, НПО Севморгеология, 1991.
3. *Ryakhovsky V.M.* Evolution of Basaltic Magmatism in Oceans: Computer-Aided Study. Geodynamics and Metallogenic Theory and Implications for Applied Geology. Moscow, 2000 P. 449–467.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект 07-05-01018 и Ведущей научной школы НШ-1511.2006.5

**Д.В. Рябчук, М.А. Спиридонов, В.А. Жамойда,
Е.Н. Нестерова, Д.Н. Куренной**

(Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.
А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: Daria_Ryabchuk@vsegei.ru)

**Литодинамика северной береговой зоны восточной части
Финского залива**

**D.V. Ryabchuk, M.A. Spiridonov, V.A. Zhamoida,
E.N. Nesterova, D.N. Kurennoy**

(A.P. Karpinsky Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petesrburg)

**Lithodynamics of the northern coastal zone eastern Gulf
of Finland**

В 2005–2007 годах специалисты отдела Региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ выполняли исследования в северной береговой зоне Финского залива в рамках создания модели Кадастра береговой зоны РФ, а также проводили детальные работы в Курортном районе Санкт-Петербурга (от устья р.Приветная до Комплекса защитных сооружений С.-Петербурга от наводнений (КЗС)). Основным методом исследований прибрежного мелководья был метод гидролокационного профилирования (ГЛБО). За три года исследований было выполнено более 600 км профилирования (из которых 300 км – повторные съемки) на глубинах от 2 до 10 м. Работы сопровождались интерпретационным пробоотбором поверхностных донных отложений с помощью ковша-дночерпателя и герметичной грунтовой трубки. Комплекс исследований также включал георадарное профилирование, пробоотбор и промер в приурезовой части подводного берегового склона,

Участок северной береговой зоны Финского залива от Финляндско-Российской границы до западной оконечности п-ва Киперорт относится к шхерному типу и характеризуется слабой проявленностью лито- и морфодинамических процессов. Далее к востоку береговая зона относится к типу абразионно-аккумулятивных бухтовых, и в зависимости от преобладания процессов размыва или аккумуляции подразделяется на ряд подтипов. На мысах и относительно выдвинутых в сторону моря участках берега преобладают абразионные процессы, результатом которых, как правило, является формирование валунно-галечных отложений как на берегу, так и на подводном береговом склоне. В бухтах формируются песчаные пляжи, и подводные аккумулятивные формы. Наиболее распространенными песчаными аккумулятивными формами являются вдольбереговые подводные валы и формы заполнения входящего угла. В устье Ермиловского залива наблюдается растущая от восточного берега песчаная пересыпь, в районе м. Лаутаранта песчаная аккумулятивная форма, распложенная в 1–1,5 км от берега, сформировалась за счет огибания потоком наносов выступа береговой линии.

Особую актуальность имеет изучение лито- и морфодинамических процессов в береговой зоне Курортного района С.-Петербурга, представляющей особую важность с рекреационной точки зрения. Здесь расположено 14 санаториев, домов отдыха и других объектов рекреационной инфраструктуры («Восток-6», «Северная Ривьера», «Балтиец», «Репино», «Дюны» и др.), находятся особо охраняемые природные территории, среди которых комплексный памятник природы Комаровский берег. Согласно Генеральному плану Санкт-Петербурга здесь запланировано создание высокорентабельной прибрежной зоны, отвечающей европейским стандартам.

Проведенные исследования показали, что на значительном протяжении берега и подводный береговой склон Курортного района подвергается разрушению и страдает от дефицита наносов. Согласно морфогенетической классификации, более 45% берегов Курортного района относится к абразионному подтипу. Анализ материалов дистанционных методов, осуществленный специалистами НИИКАМ, позволил установить что, исследуемый берег на всем протяжении относится к категориям стабильных или отступающих. К отступающим относится, в частности, северо-западный отрезок песчаной аккумулятивной береговой зоны от пос. Солнечное до устья Водосливного канала р.Сестры.

Исследования прибрежного мелководья выявили геологические предпосылки размыва берегов. Выполненное профилирование ГЛБО позволило получить более полное представление о литодинамических процессах средней и нижней частей подводного берегового склона. По результатам работ составлена непрерывная карта-мозаика дна залива от м. Дубовской до м. Лаутаранта. Установлено существование подводной террасы, вытянутой вдоль северного берега в направлении с запада на восток. Поверхность террасы располагается на глубинах 4–6 м, подножие – 8–12 м. Терраса, вероятно, представляет собой древнебереговую линию, сформировавшихся в ходе одной из голоценовых регрессий. Напротив пос.Комарово и г.Зеленогорска мористый край террасы сильно размыт, ее поверхность осложнена песчаными валами, расположенными под углом 45° к современной береговой линии.

В зоне аккумуляции песков (полигон «Сестрорецкий» выявлены многочисленные изменения рельефа дна, произошедшие за год). Установлено, что положение и глубина эрозионных ложбин стока, обнаруженных в ходе ГЛБО-съемки 2005 года, является стабильным. Песчаные валы, выявленные при ранее проведенных исследованиях и расположенные на поверхности подводной террасы, вероятно, сформировались в процессе размыва последней. Наиболее существенные изменения фиксируются на глубинах менее 4–4,5 м. Состояние берегов находится в тесной связи со степенью нарушенности террасы.

Проведенные промеры показывают, что подводный береговой склон на всей изученной площади является отмелым (пологим). Для моренной абразионной береговой зоны характерен пологий валунный бенч с незакономерно расположенными на его поверхности пятнами песчаной аккумуляции,

как правило, не выраженными в рельефе. В аккумулятивно-абразионной береговой зоне на поверхности подводного берегового склона, сложенного валунно-галечными отложениями, в приурезовой части наблюдаются четко проявленные в рельефе вдольбереговые подводные песчаные валы. Третий тип профиля, где и валы и межваловые ложбины сложены хорошо сортированным мелкозернистым песком отмечается в песчаной аккумулятивной береговой зоне.

As a result of VSEGEI investigation carried out in 2005–2006 in the northern coastal zone of the Russian part of the Gulf of Finland the new data on geological history and modern sedimentation processes have been obtained. For the first time the continuous side-scan-mosaic of investigated area was developed. Side-scan sonar data analysis permits to distinguish some important features of the bottom structure such as glacial till ridges, dynamic sands (with ripples on the surface) zones; sand waves, erosion margins (valleys), technogenic relief and objects.

Т.Е. Седышева, М.Е. Мельников

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

Особенности геоморфологического строения гайотов

Скорняковой и Гордина (Магеллановы горы, Тихий океан)

T.E. Sedysheva, M.E. Melnikov

(SSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia)

Peculiarities of geomorphological structure of the Skornyakova and Gordin guyots (Magellan Mountains, the Pacific Ocean)

В 2006–2007 гг. силами ГНЦ «Южморгеология» на НИС «Геленджик» была проведена батиметрическая съемка многолучевым эхолотом Simrad EM-12 S-120 гайотов Скорняковой и Гордина, входящих в единый вулканотектонический массив Говорова-Коцебу (рис.).

Гайот Скорняковой замыкает вулканотектоническое поднятие с юго-запада и отделен пологими седловинами от гайота Говорова на северо-востоке и от гайота Гордина на востоке. Оконтуривающая изобата расположена на глубине 3800 м, но на севере и западе склоны прослеживаются до 5000 м, на юге и юго-востоке до 5700 м. Основание имеет каплевидную, меридионально ориентированную форму с размерами 94 x 65 км.

Вершинная поверхность расположена в интервале глубин от 1300 м (в юго-западной части) до 1900 м (в северной). Она представляет собой купол, центр которого находится в юго-западной части, где и зарегистрирована минимальная отметка 1230 м. Бровка склона фиксируется на глубинах от 1550 м в южной и юго-восточной части до 1900 м на севере. Вершина в плане повторяет форму основания и имеет размеры 55 x 32 км. В северной и южной периферической части вершинной поверхности расположены многочисленные вулканические мезоформы. Размеры основания самой крупной вулканической постройки, расположенной в южной части вершинной поверхности, достигают 7,6 x 5,4 км, высота – 50 м. В целом размеры оснований изменяются от 1,5 до 7,0 км, а высоты – от 50 до 225 м.

Гайот обладает выпукло-вогнутым профилем склонов. Верхние выпуклые склоны (крутизной более 25°) расположены на глубинах от 1700 до 3500 м, далее проходит вогнутый перегиб, ниже которого преобладают поверхности с уклонами от 7 до 15°. Склоны осложнены различными мезоформами – вулканическими конусами и куполами, террасами, уступами, гребнями и ложбинами. Характерной особенностью гайота является отсутствие ярко выраженных отрогов, хотя в северной части имеются гребни протяженностью 7 и 13 км. Вулканические мезоформы развиты на склонах широко. В целом на гайоте выделено 39 вулканических конусов и 25 куполов. Террасы наиболее широко проявлены на северных и южных склонах. Средние размеры площадок террас составляют 2 x 3 км. Наиболее крупная с размерами 2,9 x 4,7 км расположена в северной части склона с тыловым швом

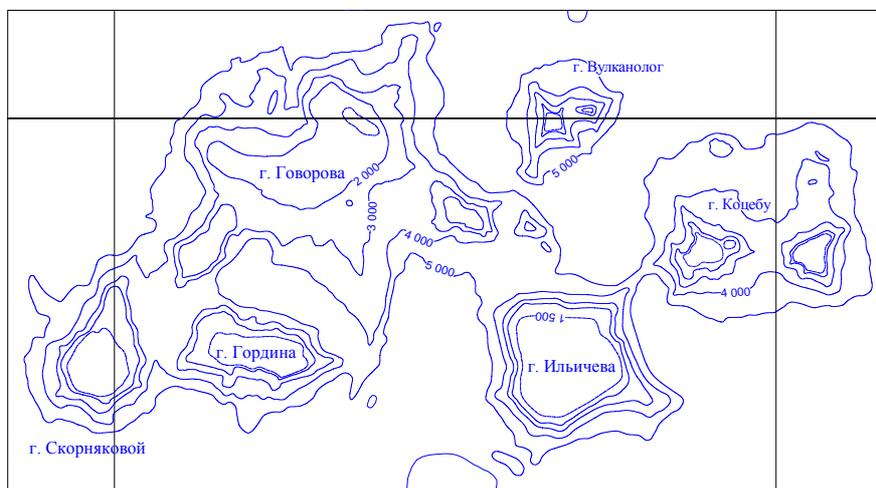


Рис. Батиметрическая схема гайотов западной части Магеллановых гор

на глубине 4425 м и бровкой на 4500 м. Всего же на гайоте выделена 41 терраса с преобладанием аккумулятивных над структурными. Повсеместно развиты небольшие уступы, а в южной части на глубине от 2525 до 2575 м наблюдается крупный уступ протяженностью около 28 км, с перепадом глубин до 125 м. На западном и восточном склонах отмечены структуры радиальных грабен.

Гайот Гордина расположен в южной части вулканотектонического массива Говорова – Коцебу. Он отделен межгорными долинообразными понижениями с запада от гайота Скорняковой, а с севера и северо-востока от гайота Говорова. Оконтуривающая изобата расположена на глубине 3700 м, однако, его склоны прослеживаются и в более низком батиметрическом интервале: до 3900 м на западе, до 4300–4700 м – на севере и северо-востоке, 5500 м – на юге и 5700 м – на юго-западе. Основание имеет изометричную форму с удлинением в широтном направлении и размеры 82 x 50 км.

Вершинная поверхность, представляющая собой плато, расположена в интервале глубин от 1300 м (в юго-восточной части) до 1800 м (в северо-западной). Минимальная отметка, зафиксированная в восточной части, составляет 1274 м. Бровка склона расположена на глубинах от 1600 м (в северной, восточной и южной части) до 1800 м в западной части. Вершинное плато в плане повторяет форму основания и имеет размеры 55 x 25 км. На поверхности вершины имеются всего два небольших вулканических купола, с поперечными размерами 2 x 1,8 км и высотой 25 м, расположенные в его западной части.

Данный гайот также обладает выпукло-вогнутым профилем склонов, однако, в отличие от предыдущего, наиболее крутые (более 25°) выпуклые

участки прослеживаются до глубин не более 3200 м, а на южных склонах – до 2500 м. Склоны осложнены отрогом восточного простираения протяженностью около 18 км и выступами в южной и юго-западной частях длиной от 7 до 16 км. На склоновых поверхностях имеются различные мезоформы рельефа дна (конуса и купола, террасы, уступы, гребни и ложбины). Здесь также среди вулканических структур преобладают конуса (соответственно, 49 и 16). Формы оснований как конусов, так и куполов, в основном удлиненные, средние размеры составляют 2,7 x 1,6 км, высоты не превышают 200 м. Террасированность проявлена слабо. Всего выделено 11 террас, также с преобладанием аккумулятивных. Структурные террасы в основном приурочены к гребням, аккумулятивные расположены на склонах. Средние размеры площадок составляют 1,4 x 1,7 км. Наиболее крупная размером 5 x 3 км расположена на южном гребне с тыловым швом на глубине 2825 м и бровкой на 3000 м. Мелкие уступы развиты повсеместно. Крупный, высокоамплитудный, протяженностью более 20 км, расположен в южной части на глубине более 4000 м.

Площади вершинного плато обоих гайотов почти на 80 % покрыты рыхлыми карбонатными осадкам и отнесены к поверхностям транзита с элементами аккумуляции осадков, т.к. широкое развитие рифелей свидетельствует о транзите осадков, а отмечающиеся участки их явной разгрузки указывают на аккумуляцию. Зоны эрозии с элементами транзита осадков расположены узкой полосой в краевых частях плато возле бровки вершинной поверхности и соответствуют участкам коренных пород, свободных от осадков. Поверхности склонов, в целом, денудационного происхождения: на верхних, наиболее крутых и обнаженных участках (до глубин 3500–4000 м) преобладают процессы эрозии, в средних и нижних частях – транзит и склоновая аккумуляция осадочных масс. Среди денудационных поверхностей выделяются акваколлювиальные осыпи, развитые ограничено. Поверхности предгорных впадин и зон перехода к ним (зоны разгрузки осадочного материала) - аккумулятивного генезиса.

Описание вновь изученных структур подтверждает, что все гайоты Магеллановых гор обладают общими чертами геоморфологического строения. Наряду с этим, у них имеются индивидуальные особенности. В частности, на гайотах Скорняковой и Гордина слабо развиты осложняющие крупные и мелкие мезоформы и отмечается широкое развитие осадков на вершинных поверхностях, что ранее было отмечено для гайотов Альба и Паллада.

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

В.Н. Сеначин

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

Изостатические аномалии Азиатско-Тихоокеанской активной окраины как индикатор конвективного погружения вещества в нижнюю мантию

V.N. Senachin

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

Deep isostasy of Asia-Pacific Active Margin as indicator of convective dipping of material to the low mantle

Окраинные моря, расположенные в зоне сочленения Евроазиатской и Тихоокеанской плит, характеризуются повышенным уровнем гравитационного поля. Вместе с тем, в глубоководных котловинах окраинных морей обнаружено аномальное увеличение глубины свободной поверхности мантии [1]. Анализ площадного распределения данных аномалий в Охотоморском регионе показал, что они распространяются на всю зону активной окраины и, возможно, выходят на прилегающие области океана и континента [2]. Выявленное распределение аномалий можно объяснить наличием частично нескомпенсированного аномально уплотнённого слоя, расположенного в нижней части верхней мантии, что указывает на наличие двухуровневой системы изостатического выравнивания.

Наличие такой двухуровневой системы изостаии само по себе может создавать непрерывное перетекание масс из верхней мантии в нижнюю. Проникновение погружающейся океанической плиты вглубь верхней мантии приводит к избытку масс в верхнемантийном блоке, что вызывает изостатическое опускание всего блока вместе с литосферой. Это, в свою очередь, приведёт к недостатку масс на верхнем уровне изостаии. Астеносфера, естественно, должна увеличить свою мощность, чтобы скомпенсировать созданный дефицит масс на поверхности, а это вновь приведёт к избытку масс на нижнем уровне изостаии. Весь этот процесс в целом приводит к перекачке масс с поверхности вглубь Земли. Учитывая, что вязкость в астеносфере значительно ниже, чем в нижней мантии, в этом процессе следовало бы ожидать почти полной изостатической скомпенсированности в астеносфере, т.е. нескомпенсированная часть уплотнения должна намного превышать её скомпенсированную часть. Но, как показывают данные о глубине свободной поверхности мантии, этого не происходит. Возможно, здесь определяющую роль играет соотношение горизонтальных и вертикальных размеров компенсирующих слоёв: в астеносфере мощность компенсирующего слоя много меньше ширины зоны верхнемантийной неоднородности, что значительно влияет на скорость изостатического выравнивания. Как показал Е.А. Артюшков [3], характерное время затухания возмущения, вы-

званного появлением изостатически некомпенсированной массы, сильно зависит от соотношения горизонтального размера неоднородности L и мощности компенсационного слоя H . При $L \leq H$ характерное время затухания определяется зависимостью:

$$\tau = \frac{\eta}{\rho g L},$$

где τ – характерное время затухания, η , ρ – соответственно вязкость и плотность в компенсирующем слое мантии, g – ускорение свободного падения. При $L \gg H$ время затухания растет с увеличением L :

$$\tau \sim \frac{\eta}{\rho g H} \cdot \frac{L^2}{H^2}.$$

При обширном изостатическом нарушении с горизонтальным размером 1000 км и более первая формула показывает характерное время изостатического выравнивания в нижней мантии, а вторая – в астеносфере. По оценке Н.Л. Добрецова с соавторами [4], вязкость нижней мантии на два порядка превышает вязкость астеносферы. При таком соотношении вязкости скорость восстановления давления для крупных изостатических нарушений в нижней мантии может быть такой же, как в астеносфере, что подтверждается расчетами СПМ в Охотоморском регионе.

Проведенная нами оценка показывает, что в верхней мантии окраинных морей наблюдается избыток масс, и процесс углубления СПМ должен продолжаться.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ совместно с администрацией Сахалинской области, грант № 06-05-960-50.

1. *Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N.* Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific // *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins* / Eds. M. Talwani and W.C. Pitman. Washington D.C., 1977. P. 137–161.

2. *Сеначин В.Н.* Аномалии "свободной поверхности мантии" Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами // *Тихоокеанская геология*. 2005. Т. 24. №5. С. 50–65.

3. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.

4. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск, 2001. 409 с.

Marginal seas located in a conjugation zone of Euroasiatic and Pacific plates are characterized by somewhat higher level of gravity field. At the same time, anomalous increase of free mantle depth was found out in deep-sea basins of marginal seas. The revealed distribution of anomalies can be explained by availability of the partially non-compensated high density layer occurred in the lower part of upper mantle. These distributions of mass carry out to convective flow of mass from upper to low mantle in active zones of Asia-Pacific boundary.

В.В. Сорокина

(Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, e-mail: sorokina@mmbi.krinc.ru)

Особенности терригенного осадконакопления в Азовском море во второй половине XX века

V.V. Sorokina

(Southern Scientific Center Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don)

Terrigenous sedimentation features in the Sea of Azov in the second part of the XXth century

Во второй половине XX века произошла значительная трансформация поступающего в Азовское море терригенного вещества, обусловленная как влиянием климатических факторов, так и антропогенным воздействием на условия формирования твердого стока в бассейнах рек. Анализ динамики объемов поступления осадочного материала за период 1940–2000 гг. показал сокращение роли речного стока и эоловых поступлений, увеличение доли материала абразии берегов, которому в последние двадцать лет принадлежит основное значение (табл. 1).

К настоящему времени выполнен большой цикл работ выявляющих механизм осадконакопления в Азовском море, но до сих пор остается актуальной задача, сформулированная Д.Г. Пановым [1], оценки изменения скорости современного осадконакопления по районам моря, сезонам и годам в связи с климатическими и гидрологическими условиями.

В настоящей работе предложен оригинальный подход к изучению динамики современного терригенного седиментогенеза. На основе балансовых расчетов с применением пространственно детализированной и адаптированной к условиям Азовского моря математической модели переноса и седиментации взвешенного вещества выявлены пространственно-временные особенности терригенного осадконакопления во второй половине XX века. Используемый метод позволил решить поставленную задачу, как во временном, так и в пространственном масштабах, с точки зрения потоков вещества [2].

Выполнена реконструкция процессов седиментации, построены карты скоростей осадконакопления в характерные периоды, выявлены закономерности этого процесса в исследуемый интервал времени.

Общая тенденция к снижению накопления терригенных осадков и увеличение площадей с отрицательным балансом терригенного вещества обусловлена сокращением в 2,5 раза объемов поступающего с суши материала. Интенсивность осадконакопления уменьшилась за исследуемый период с 1000 до 400 г/м²/год. Накопление терригенных осадков идет в районах, где сосредоточены источники поставки материала и где этому способствуют особенности морфологии дна и гидродинамической активности: в Таганрогском и Темрюкском заливах. В центральной части моря интенсивность осадконакопления составляет величину порядка 300 г/м²/год. Площади с отрицательным

балансом терригенного осадочного вещества в Таганрогском заливе и в собственно море увеличились до 30%, что в большей мере обусловлено дефицитом терригенного материала, чем гидродинамической активностью.

Для Азовского моря рассчитаны ежегодные балансы терригенного вещества, обобщенные в таблице 1 по характерным периодам. В расходной части баланса объем выносимого в Черное море материала составляет 8–13% и он в основном (на 99%) состоит из частиц пелитовой размерности. Общий объем выносимого материала сократился с 2,57 в первом периоде до 1,20 млн т в последнем, но в целом, по результатам расчетов, он больше, чем оценка в 1,0 млн т. по данным работы [3].

Таблица 1.
Баланс терригенного материала в Азовском море, млн т/год

Период	Твердый сток рек	Продукты абразии	Эоловые выпадения	Суммарное поступление	Размыв донных отложений	Вынос в Черное море	Оседание взвешенного вещества
1940–1952 гг.	7.66	9.85	8.95	26.46	5.17	2.57	29.04
1953–1972 гг.	5.71	7.14	10.16	23.01	2.15	1.79	23.36
1973–1986 гг.	1.28	4.72	5.77	11.77	1.81	1.37	12.22
1987–2000 гг.	1.33	5.8	3.5	10.63	1.78	1.02	11.40

Оценки основных параметров седиментогенеза (современных скоростей осадконакопления, изменений площадей аккумуляции осадочного вещества и размыва дна) в условиях дефицита поступающего с суши обломочного материала на фоне колебания климатических факторов необходимы как в теоретическом, так и в практическом плане при выполнении инженерно-экологических изысканиях в рамках проектов освоения побережья и недр Азовского моря.

1. *Панов Д.Г., Спичак М.К.* Об условиях осадконакопления в Азовском море // *Современные осадки морей и океанов* / Под ред. Н.М. Страхова. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 512–520.

2. *Актуальные проблемы океанологии* / Гл. ред. Н.П. Лаверов; Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. М.: Наука, 2003. 635 с.

3. *Хрусталева Ю.П., Щербаков Д.А.* Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1974. 149 с.

On the basis of balance calculations with application spatially detailed and adapted for the Sea of Azov conditions mathematical model of transport and sedimentation of suspended matter space-time features of a terrigenous sedimentation in the second part of the XXth century are revealed. The general tendency to decrease terrigenous matter accumulation and increase areas of negative balance of terrigenous substances is caused by reduction of volumes entering from the land matter in 2,5 times.

Е.Н. Суховеев, Б.Я. Карп, В.Н. Карнаух

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
Владивосток, e-mail: evgenij82@yandex.ru)

**Строение осадочного слоя и акустического фундамента
котловины Дерюгина (Охотское море)**

E.N. Sukhoveev, B.Ya. Karp, V.N. Karnaukh

(Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Structure of the sedimentary layer and the acoustic basement
in the Derugin Basin (Okhotsk Sea)**

Сейсмические исследования методом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) выполнены в котловине Дерюгина, расположенной в западной части Охотского моря возле северо-восточной оконечности о. Сахалин. Работы проведены в пределах центральной и восточной частей котловины. Исследованная часть котловины по особенностям строения рельефа дна может быть подразделена на две области: юго-западную и северо-восточную. Юго-западная область имеет простую морфологию дна и представляет собой абиссальную равнину, расположенную на глубинах свыше 1500 м (до 1700–1800 м). В пределах северо-восточной области находятся северо-восточный склон котловины и, частично, вершинная часть банки Кашеварова. Восточный склон котловины Дерюгина имеет сложное строение, что обусловлено наличием серии поднятий, простирающихся в субширотном, юго-восточном и, местами, субмеридиональном направлениях.

Акустический фундамент (АФ) выделен на всех сейсмических профилях. Глубина поверхности фундамента в исследованной части увеличивается в направлении с севера на юг от 0,5 сек на северо-восточном склоне до более 4,5 сек в центральной части котловины. Структура акустического фундамента сложна в исследованной области. Здесь выделяется большое число полуграбенов, ограниченных нормальными разломами. Соседние полуграбены местами соединяются в пары. Объединение происходит различным образом: они могут иметь одинаковую и противоположную полярность. Объединенные полуграбены создают депрессии акустического фундамента длиной 40–60 км, некоторые из которых имеют форму грабенов. Высоко стоящие части полуграбенов представляют собой асимметричные (наклонные) блоки – структурные элементы типичные для режима растяжения земной коры. Со стороны крутых склонов эти блоки ограничены сбросовыми уступами. Величина растяжения уменьшается с запада на восток и с юга на север. В этих направлениях размеры блоков увеличиваются. Простирающиеся ограничивающих блоки сбросов изменяется с восток – северо-восточного направления на западе к субширотному на востоке.

Большая часть площади исследований покрыта осадками, мощность которых изменяется от 0,1 с. в районе вершин некоторых поднятий АФ до более

2,5 с в его депрессиях. Распределение мощности осадочного чехла согласуется с рельефом акустического фундамента: областям максимальной мощности соответствуют наиболее погружённые участки АФ, областям минимальной мощности – приподнятые участки АФ. Несмотря на значительную мощность отложений, неровности рельефа АФ компенсированы не полностью и частично отражаются в рельефе дна котловины. Осадки, заполняющие восточную часть котловины Дерюгина (пространство развития наклонных блоков фундамента), двумя региональными поверхностями несогласия разделяются на три толщи. Структурные особенности разреза осадков, в частности, конфигурация отражающих границ и положение поверхностей несогласий позволяет разделить осадки на дорифтовые отложения, синрифтовые отложения и пострифтовые отложения. Основной объём осадков составляют синрифтовые отложения, мощность которых достигает 1,5 с. Синрифтовые отложения поверхностью несогласия разделяются на нижнюю и верхнюю толщи. Нижняя толща соответствует начальной стадии развития рифта, верхняя – зрелой стадии рифтогенеза. Синрифтовые осадки залегают на прерифтовых отложениях с подошвенным налеганием. По мере удаления от наклонных блоков, подошвенное налегание замещается согласным залеганием. На основании палеонтологических и полученных в предыдущие годы сейсмических данных предполагается, что несогласие, разделяющее синрифтовые отложения, имеет раннемиоценовый возраст, а несогласие, отделяющее синрифтовые отложения от пострифтовых, датируется ранним плейстоценом.

Пострифтовые осадки покрывают большую часть дна исследованного района, залегая несогласно на синрифтовых отложениях, прерываясь на обнажениях акустического фундамента. Накопление плейстоцен – четвертичных пострифтовых отложений на северных склонах котловины Дерюгина контролируется придонными течениями, что привело к широкому распространению здесь конуритов и осадочных волн. На большей части котловины и на её северном, восточном и южном флангах пострифтовые отложения представлены гемипелагитами, переслаивающимися с турбидитами. На северном и восточном склоне, у подножия крутых склонов наклонных блоков, широко распространены промоины. В глубоководной части котловины фиксируется сеть каналов.

В тектонической истории Охотского моря, по нашим данным, могут быть выделены две стадии. Первая стадия характеризуется растяжением земной коры, для второй стадии характерен режим сжатия. Первой стадии соответствует время образования систем грабенов, вторая стадия проявилась в образовании складок осадочного чехла и появлении системы надвигов, выделенных на восточном склоне котловины. Существует предположение, что процессы растяжения начались здесь в палеоцене, но наиболее интенсивны они были в позднем олигоцене – среднем миоцене. В позднем миоцене и плиоцене здесь начались процессы сжатия, которые предположительно существуют и в настоящее время.

Sedimentary deposits in the Derugin Basin subdivide on three layers: prerift, sinrift and postrift, total thickness more than 2.5 sec. Mainly part consist from sinrift, it thickness achieve 1.5 sec. Acoustic basement in the Derugin Basin broken by strike-slip fault system and complicated from tilted blocks. Suggest, that structure was formed during extension of crust in Paleocene – Pleistocene.

В.А. Фоменко¹, А.Ю. Бяков²

(¹ГНЦ ФГУГП Южморгеология Геленджик, e-mail: Fomenco@ymg.ru;

²ЮНЦ РАН Ростов-на-Дону, e-mail: kko_eago@ymg.ru)

Геодинамические донные станции для раннего оповещения сейсмической активности

V.A. Fomenko¹, A.Yu. Byakov²

(¹State scientific center of the Russian Federation federal state unitarity geological enterprise Southern Scientific & Production Association for Marine Geological Operations Gelendzhik; ²SSC Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don)

Geodynamic seabed stations for early prediction of seismic activity

Проблема прогноза и раннего оповещения землетрясений в мировой практике остается пока не решенной. Таким образом, многообразные факторы, таких как землетресения, подводные (грязевые) вулканы и вызванные ими цунами, экстремальные штормовые волны являются постоянной угрозой курортного бизнеса, человеческих жертв и огромных материальных ресурсов, сосредоточенных на побережье морей и океанов. Особенная актуальность этой проблемы представляется в свете Зимних Олимпийских игр в г. Сочи отнесенного по оценкам ИФЗ РАН к зоне повышенного сейсмического риска [1].

В данном докладе сделана попытка использовать передовые научные разработки для предсказания катастрофических природных явлений.

На дне Черного моря, известны многочисленные выходы природного газа (газовые родники, газовые факела). В зоне шельфа и в верхней части континентального склона они связаны с глубинными разломами и в глубоководной котловине с газоотдачи грязевых вулканов.

Идея использования газовых выходов на дне Черного моря как индикатор сейсмической активности возникла в 70-х годах прошлого века во время геологического картирования морского дна в районе Шабленско-Калиакренской сейсмической зоны.

Анализ исторических сведений происшедшего в 1901 году Балчикского землетрясения 7-ой степени по шкале Рихтера показали, что перед самым землетресением в море наблюдались газовые выбросы которые иногда самозажигались.

На основании этих заключений и положительного опыта наших Болгарских коллег из Института Океанологии НАН РБ [2] нами было предложено создание сети геодинамических подводных обсервационных станций в шельфовой зоне проектируемого сочинского геодинамического полигона [3] для контроля активности газовых выделений наряду с установкой донных сейсмических станций и наземных пунктов комплексного геофизического мониторинга пунктов отбора проб воды для химического и газ геохимического анализа.

Морская геодинамическая обсервационная станция включает:

1. Каптажное сооружение. В нем поступает природный газ. На сейсмической донной станции также смонтированы датчики для измерения температуры воды, гидростатического давления, соленность воды, растворенного кислорода, Ar, Ne и другие.

2. Береговая станция. Аккумулированный в каптажном сооружении природный газ отправляется трубопроводом на береговой станции, где газ замеряется дебитомером после чего отправляется в газголдере для бытового потребления. Вся информация накопленной на каптажном сооружении поступает в береговом центре где и анализируется.

Предлагаемый подход может использоваться в практике для создания геодинамические обсервационные станции не только в Черном море, но и в других акваториях Мирового океана.

1. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980.

2. Геодинамические обсервационные станции для раннего оповещения сейсмической активности на дне Черного моря / Петко Димитров Траян Траянов, Алексей Бяков, Юрий Бяков, Делчо Солаков Димитр Димитров Веселин Пейчев // Тезисы международного семинара «Геодинамика и сейсмичность Средиземноморско-Черноморско-Каспийского региона» ЕАГО. Геленджик. 2–7 октября 2006 г.

3. Геодинамический полигон многоцелевого назначения. Свидетельство на полезную модель №18314 от 10.06.2001 г.

In this presentation we made an attempt to use the advanced scientific developments for the prediction of negative geodynamic events and proposed to create a network of underwater observational stations in the offshore zones of the designed geodynamic polygon of Sochi for the gas migration activity control along with the installation of the seabed seismic stations and surface stations for the comprehensive geophysical monitoring.

Г.А. Фонарев, А.Н. Иваненко, А.Л.Харитонов, С.П. Гайдаш
(¹Центр геоэлектромагнитных исследований Института Физики Земли РАН, Троицк, e-mail: ahariton@izmiran.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; ³Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Троицк)

Пространственно-временная магнитометрия

G.A. Fonarev, A.N. Ivanenko, A.L. Kharitonov, S.P. Gaidash

(¹Geoelectromagnetic Research Center of Institute of Physics of the Earth of Russian Academy of Sciences, ahariton@izmiran.ru; ²Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences; ³Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of RAS)

Spatial-temporal magnetometry

Дифференциальная магнитометрия (ДМ) с буксируемым на разных расстояниях от судна магнитометрами использует частный дифференциал, зависящий от пространственных координат. Пространственно-временная магнитометрия (ПВМ) использует частный дифференциал ΔH , зависящий от времени [1, 2]. Суть ПВМ заключается в выборе виртуальной временной измерительной базы $\Delta t = v \Delta L$, где v – скорость магнитометра, Δx – отрезок пути или виртуальная пространственная измерительная база. Необходимо, чтобы за время Δt одно из приращений ΔH_a или ΔH_v было меньше чувствительности магнитометра (ε). ΔH_a и ΔH_v – соответственно одна из компонент аномального магнитного поля в движущейся системе координат и магнитная вариация. Дифференциальная кривая состоит из разностей в показаниях магнитометра через промежутки времени, равные виртуальной измерительной базе Δt . Тогда ΔH_a или ΔH_v будет отсутствовать на дифференциальной кривой. При $w\Delta t \ll T$, ΔH_a и ΔH_v будут меньше ε , когда $\Delta t_v < \varepsilon / (w_v \Delta H_v)$ и $\Delta t_a < \varepsilon / (w_a \Delta H_a)$ где, $\omega = (2\pi / T)$ – круговая частота, T – период. Магнитные вариации и аномальные магнитные поля, разделяются когда $w_a \Delta H_a \neq w_v \Delta H_v$. Рабочий интервал ПВМ лежит между Δt_v и Δt_a . ПВМ позволяет проводить градиентные измерения там, где всегда считалось, что они трудновыполнимы (спутниковые и аэромагнитные съемки). В морских условиях мы имеем возможность сравнивать результаты ДМ и ПВМ. При спутниковой и аэромагнитной съемках, к сожалению, такой возможности нет. В ПВМ измеряются скалярные величины – модуль и компоненты магнитного поля. ДМ регистрирует “курсовой градиент”. Эти различия имеют принципиальный характер. Неоднородности поля вариаций и девиация судна являются для ДМ источниками погрешностей. Есть основания полагать, что ПВМ свободен от такого рода погрешностей.

Методом ПВМ были выделены значения градиентов поля от Курской магнитной аномалии по данным спутника СНАМР [3]. Таким образом, тестовая задача о применимости ПВМ на спутниках дала положительный результат. В наших ближайших планах обработать аналогичным образом

спутниковые данные над полярными шапками Земли и над Тихим океаном. Заметим, что применение ПВМ в аэромагнитной съемке над Северным Ледовитым океаном должно быть полезным с большой долей вероятности.

Обратимся к морской градиентометрии. Измерения, выполненные ИО-РАН на Каспийском море во время низкой магнитной активности показали, что дифференциальные и интегральные кривые при использовании методов ДМ и ПВМ практически идентичны. Отфильтрованная магнитная вариация имеет отклонения от прямой линии порядка 10–15 нТл. Такие отклонения в суточном ходе типичны для широт Северного Каспия [4]. После этого не составляет труда выделение аномалий методами ДМ и ПВМ. Удалить из рассмотрения суточные магнитные вариации с помощью ПВМ сравнительно просто, так как известен период и приблизительная их амплитуда на разных широтах. Раньше для этого использовался косвенный метод, который был основан на анализе невязок в точках пересечения при площадной магнитной съемке [5]. Таким образом, ПВМ служит альтернативой косвенных методов без необходимости площадных измерений. Выделение магнитных аномалий двумя разными градиентометрическими способами повышает доверие к результатам интерпретации. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 05-05-65239).

1. *Фонарев Г.А.* Градиентные измерения с движущимся магнитометром // Геомагнетизм и аэрномия. 2005. Т. 45. № 4. С. 576.

2. *Fonarev G.A.* Gradient Measurements with Moving Magnetometer // Geomagnetism and Aeronomy. 2005. V. 45. N 4. P. 543.

3. *Харитонов А.Л., Фонарев Г.А., Эппельбаум Л., Кица П.В.* Использование дифференциальной магнитометрии для разделения полей на спутниках // Материалы Всероссийской конференции “Экспериментальные и теоретические исследования основ прогнозирования гелиогеофизической активности”. Троицк, 2005. С. 335–340.

4. Справочник по переменному магнитному полю СССР. Гидрометеорологическое издательство, Л., 1954. 265 с.

5. *Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д.* Морская магнитометрия. М.: Недра, 1986. 232 с.

The new method (STM) of magnetic survey is showed. The basis of the method STM is the use of an private differential on time. It enables to use only one driven magnetometer and to calculate the gradient of field measurements as during hydromagnetic, and aeromagnetic and satellite surveys.

**СИМПОЗИУМ ПАМЯТИ
Л.П. ЗОНЕНШАЙНА
«ТЕКТОНИКА
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ»**

Б.В. Баранов¹, Б.Я. Карп², К.А. Дозорова¹, О.В. Бордиян²
(¹Институт океанологии РАН, ²Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН)

Сильнейшие землетрясения 2006–2007 гг. на Центральных Курилах, строение их преддуговой области и сейсмический прогноз

B.V. Baranov¹, B. Ya.Karp², K.A. Dozorova¹, O.V. Bordiyan²
(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, ²Pacific Oceanologic Institute, Far East Branch Russian Academy of Sciences)

Great earthquakes of 2006-2007 on the Central Kuriles, structure of the forearc area and seismic prediction

Два сильнейших землетрясения произошли 15 ноября 2006 г. ($M_w=8.3$) и 13 января 2007 г. ($M_w=8.2$) в Курило-Камчатской зоне субдукции вблизи Центральных Курил. Эти события были примечательными по ряду причин. Во-первых, они были приурочены к сейсмической брешке, которая существовала более 200 лет, и поэтому многие исследователи предполагали, что здесь отсутствуют условия для генерации сильнейших событий. Во-вторых, ноябрьское землетрясение захватило как нависающую, как и поддвигаемую плиту и механизм его очага соответствовал надвигу. Январское событие было приурочено к океанической плите, и механизм его очага характеризовался сбросовыми подвижками. И, в-третьих, впервые в мировой практике в данной сейсмической брешке были проведены исследования до возникновения здесь сильнейших событий.

Исследования проводились в двух морских экспедициях, организованных Российской академией наук в 2005 и 2006 г. в рамках программы по изучению тектонического строения Центрально-Курильской сейсмической брешки [1, 2]. В результате этих экспедиций было установлено, что сейсмическая брешка соответствует крупной области растяжения, располагающейся во фронтальной части дуги. Ее структурный рисунок определяется поперечными сдвигами и оперяющими их сбросами. Наиболее ярко выражен сдвиг, приуроченный к грабену Буссоль, для которого устанавливаются правосторонние смещения. Сдвиги и сбросы подразделяют акустический фундамент фронтальной части дуги на восемь блоков, причем размеры блоков составляют около 50 км, что в несколько раз меньше длины очага сильнейшего землетрясения (порядка 150–200 км). Поскольку каждый из блоков накапливал напряжения, которые снимались землетрясениями умеренных магнитуд, то именно этим и определялось длительное отсутствие сильнейших событий. Однако в случае группирования небольших сейсмогенных блоков магнитуда и протяженность разрыва землетрясения должны увеличиваться, что и произошло при ноябрьском землетрясении 2006 г., когда его очаг захватил пять из выделенных восьми блоков.

Формирование крупной области растяжения в районе Центральных Курил, вероятно, связано с перемещением островодужного склона в сторону океана, на что указывает наличие сдвигов поперечных к простиранию дуги. Это находится в хорошем соответствии с моделью миграции желоба в сторону океана (trench retreat model), предлагаемой, например, для объяснения растяжения и спрединга в тылу Курильской островной дуги [3]. В свою очередь миграция желоба, по-видимому, связана с особенностями геометрии субдуцирующей плиты, которая в районе Центральных Курил имеет более крутой угол падения, оставаясь сейсмически активной до глубин 680 км. Мы предполагаем, что особенности землетрясений 2006–2007 гг. были обусловлены подобного рода процессом, когда вслед за желобом островодужный клин также выдвигается в сторону океана. В этом случае очаг землетрясения должен охватывать как нависающую, так и поддвигаемую плиты (ноябрьское событие), а давление клина приводит к деформациям в океанической плите (январское событие).

В распределении по времени сильнейших землетрясений Курило-Камчатской зоны субдукции наблюдается характерная особенность, которая заключается в чередовании активных и спокойных периодов. С начала XIX века по настоящее время можно выделить три периода активности продолжительностью от 13 до 26 лет, которые разделялись двумя периодами спокойствия продолжительностью 16 и 29 лет. Последний из периодов активности, куда входят землетрясения 2006–2007 г.г., начался событием 1994 г. и есть все основания полагать, что он еще не закончился. Поэтому в ближайшие годы в пределах Курило-Камчатской зоны субдукции можно ожидать возникновения следующих сильнейших землетрясений. Наиболее вероятными местами их возникновения могут являться три сейсмогенных блока в прежней Центрально-Курильской сейсмической брешии или сейсмическая брешь вблизи Авачинской бухты (п-ов Камчатка), вероятность для которой по С.А.Федотову является одной из самых высоких.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы №17 Президиума РАН.

1. Лавёров Н.П., Ланно С.С., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Кулинич Р.Г., Карп Б.Я. Центрально-Курильская «брешь»: строение и сейсмический потенциал // Докл. РАН. 2006. Т. 408. №6. С. 1–4.

2. Лавёров Н.П., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Мазова Р.Е., Карп Б.Я. Катастрофа на Суматре: уроки и прогнозы // Наука в России. 2007. №1. С. 4–11.

3. Schallart W.P., Jessell M.W., Lister G.S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics. 2003. V. 22. 1047; doi:10.1029/2002TC001473.

Two great earthquakes occurred in 2006–2007 within the Central Kurile seismic gap. The geodynamic conditions in this area which have led to these events are discussed. Possibilities of seismic prediction based on the analysis of Kurile-Kamchatka subduction zone seismic regime are discussed.

Ю.В. Баркин

(Астрономический институт им. П.К. Штернберга, Москва, e-mail: barkin@inbox.ru)

Механизм планетарных деформаций дна океана и явления регрессии, трансгрессии и инверсии уровня океана в геологической истории

Yu.V. Barkin (Sternberg Astronomical Institute, Moscow)

The mechanism of planetary deformations of a bottom of ocean and the phenomenon of regression, transgression and inversion of the sea level in geological history

Разрабатывается геодинамическая модель, согласно которой основным механизмом, ответственным за фундаментальные геологические изменения океана (его трансгрессии и регрессии, а также наблюдаемое явление инверсии уровней морей и частей океана), является механизм инверсионной деформации поверхности Земли (и дна океана). Действие этого механизма происходит на фоне перемещений литосферных плит и глобальных относительных поворотов ядра и мантии и сопровождается инверсионными приливами между полусферами Земли, организуемыми гравитационным притяжением избыточной массы ядра, медленно и направленно дрейфующим (блуждающим) относительно вязко-упругой мантии. Современные геодезические методы и спутниковые альтиметрические наблюдения дают все новые свидетельства, что указанные геологические процессы происходят и в современную эпоху и активно происходили в прошлые геологические эпохи.

1 Инверсия уровня океана в противоположных полушариях Земли. Объяснение одновременности явлений регрессии и трансгрессии. Согласно развиваемой геодинамической модели современный тренд ядра по направлению к северному полюсу вызывает как атмосферный прилив в северное полушарие, так и аналогичный океанический инверсионный прилив [1, 2].

Этот прилив наблюдается в современную эпоху, а также проявляет себя в более длинных шкалах времени, включая геологическую. Об этом свидетельствуют данные об изменении уровня океана, о затопляемых материковых площадях и др. в фанерозое и другие периоды [3]. Основным фактором инверсионного изменения уровня океана выступает деформация поверхности Земли и, в частности, дна океана. Так в современную эпоху южное полушарие Земли расширяется, в то время как северное не показывает явной

тенденции к изменению своего среднего радиуса [4]. В результате, вытесняемые воды океана приводят к быстрому повышению среднего уровня океана со скоростью около 1,5 мм/год (вклад деформации дна оценивается нами примерно в 0,8 мм/год). При этом мы ожидаем контрастного (инверсионного) поведения средних уровней океана в северном и южном полушарии (различные средние скорости).

Аналогичные явления должны наблюдаться в более длинных шкалах времени. Должны наблюдаться, например, вариации среднего уровня океана, контрастные вариации среднего уровня океана в противоположных полушариях Земли с периодами Миланковича (периоды планетных вековых возмущений), а также с геологическими периодами [1]. При экстремальном отклонении ядра (в сторону полусферы с преимущественным расположением континентов) тектоника будет замедлена (своеобразные периоды стояния). Этим периодам соответствует как раз наибольший прилив к материкам и, соответственно, наибольшая затопленная площадь. Схематически формирование инверсионного прилива представлено на рис. 1. Приливные воды, устремляющиеся в занятое континентами полушарие, вынуждены перераспределяться у берегов и занимать все более высокие уровни стояния. Нарастающая деформация дна океанического полушария приводит к вытеснению океанических вод в противоположное полушарие. Что приводит к дополнительному подъему уровня океана. Если материки расположены в противоположных полушариях, то, естественно, они будут одновременно испытывать различные тенденции в плане затопляемости материковых территорий (инверсия в изменениях уровня океана). Тем не менее, тенденция может быть выражена достаточно четко, если материки преимущественно расположены в полушарии по ходу смещения ядра. Таким образом, здесь фактически дается объяснение известным наблюдательным фактам, на которые указывали ведущие геологи своего времени Шатский (1955) и Яншин (1973) [3]. Эти ученые полагали, что трансгрессии и регрессии океана в различных участках его побережья могли происходить и одновременно, определяясь развитием структур земной коры, в результате чего значительные участки побережья могли одновременно подниматься или опускаться. Мы можем уточнить это положение: участки подъема и опускания побережья преимущественно располагаются в противоположных полушариях [1].

2 Синхронность и инверсия вариаций уровней Каспийского моря и мирового океана в последние 400 тысяч лет. Предложенная модель геодинамики [1] позволяет объяснить установленную ранее полную синхронность во времени ледниковых эпох Северного полушария, трансгрессий Каспия и обще-планетарных регрессий Мирового океана [3]. На рис. 1 хорошо видно, что основные изменения уровня Каспия и мирового океана происходили в противофазе. В нашей терминологии – указанные процессы имеют инверсионный характер. Дело в том, что Каспий и глобальный океан расположены как бы в противоположных полушариях Земли. В грубом

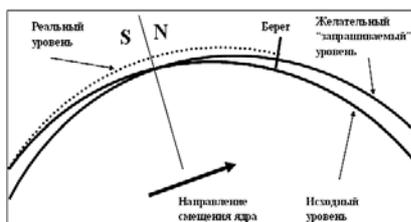


Рис. 1. Схема повышения уровня океана при смещении ядра по направлению к континентальному (северному) полушарию

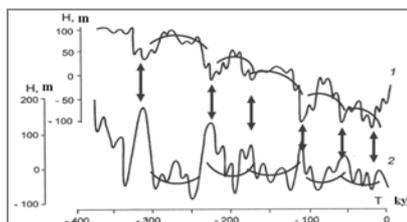


Рис. 2. Инверсия гидрологических циклов в последние 400 тыс. лет: 1 – уровень мирового океана; 2 – уровень Каспийского моря. Шкала H дана в метрах. Синхронность инверсионных пиков активности четко проявляется в эпохи: 20, 55, 115, 175, 225, 315 тыс. лет назад.

приближении можно принять северное полушарие – полушарие Каспия, а южное полушарие, где расположились основные океанические массы, – полушарие океана. Ядро циклически смещается вдоль оси указанных полушарий. При смещении в северном направлении нагнетаются воды в северное полушарие, которые достигают Каспия [1]. Причем прилив здесь в несколько раз выше, чем аналогичное повышение среднего уровня всего мирового океана. При этом воды океана из южного полушария перераспределяются в северное полушарие, где они встречают высокие берега. Следовательно, уровень океана у этих берегов начинает возрастать, достигая на больших интервалах времени в десятки тысяч лет колоссальных отметок в сотни метров (рис. 1).

Если формально применить теорию инверсионных приливов, вызванных смещающимся гравитирующим ядром [2], на указанные периоды времени в сотни тысяч лет, то можно дать грубую оценку смещений ядра для вариаций уровня Каспия с амплитудами около 50–60 метров и мирового океана с амплитудами около 80–90 метров (см. рис. 1). Этим вариациям соответствуют трансляционные смещения центра масс Земли (с амплитудой около 70–85 метров). Соответствующие смещения центра масс ядра относительно центра масс упругой мантии оцениваются при этом в 135–160 метров. Максимальная скорость смещения ядра (в период 100 000 лет) при этом весьма мала и составляет около 1 мм в год. В пиковые периоды быстрого изменения уровней Каспия и океана эта скорость может достигать 4–5 и более мм/год, что близко к современному значению скорости дрейфа центра масс Земли и ее ядра [2]. Работы выполнены при финансовой поддержке проектов РФФИ N 07-05-00939 и N 06-02-16665.

1. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Вып. 9. М.: ВИНТИ, 2002. С. 45–97.

2. Баркин Ю.В. Колебания ядра Земли, новые океанические приливы и динамические следствия. Матер. XI Межд. конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере» (г. Сыктывкар, 20 по 22 сентября 2005 г.). Сыктывкар: Изд-во Инст. Геол. Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 26–28.

3. Клизе Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998.

4. Barkin Yu.V., Shuanggen J. On variations of the mean radius of the Northern and Southern Hemispheres of the Earth. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 15–20 April 2007) // Geoph. Res. Abs. 2007. Vol. 9. Abstract # EGU07-A-08183.

The basic mechanism of fundamental geological changes of ocean (its transgression and regress, and also the observably phenomenon of inversion of levels of the seas and parts of ocean) is the mechanism of inversion deformations of the Earth surface (and the bottom of ocean) and inversion tide due to gravitational action of the Earth core displacing relatively the elastic mantle.

**Б.В. Беляцкий¹, Е.Н. Лепехина², А.В. Антонов²,
О.Г. Шулятин¹, С.А. Сергеев²**

(¹ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, bbelyatsky@mail.ru;

²ВСЕГЕИ ЦИИ, С.-Петербург, Elena_Lepekhina@vsegei.ru)

**Возраст и происхождение цирконов габброидов САХ
B. Belyatsky², E. Lepekhina², A. Antonov², O. Shuliatin¹,
S. Sergeev²**

(¹VNIIOkeangeologia, St. Petersburg; ²VSEGEI, CIR, St. Petersburg)

Age and genesis of zircons from gabbro complex of the MAR

Происхождение пород третьего слоя океанической коры является предметом постоянного обсуждения в геологической литературе, что связано с определяющим значением этих пород не только для расшифровки строения современной коры океанов, но и для понимания эволюции океанической коры в рамках существующих плитотектонических концепций и теории спрединга океанических бассейнов. Определение генетической взаимосвязи между породами второго и третьего слоя по-прежнему затруднено отсутствием надежных возрастных ограничений на эволюцию пород базит–гипербазитового комплекса океанической коры [1, 2, 3]. В то же время, полученные в последние годы результаты U-Pb-Th изотопного датирования цирконов океанической коры позволили существенно дополнить представления о процессах формирования как современных, так и палеозойских океанов [4, 5, 6, 7]. В целях дальнейшего расширения наших представлений о возрасте базитов океана, мы изучили коллекцию цирконов, выделенных из образцов наименее измененных пород (габбро-норит, габбро-долерит, троктолит) являющихся вмещающими для современного сульфидного рудного поля «Ашадзе» и драгированных в районе 13° с.ш. САХ [8]. Необходимо отметить, что содержание и соответственно выход цирконов при их выделении из образцов основных-ультраосновных пород варьирует в широких пределах – от отдельных зерен до первых десятков и даже миллиграммов при стандартных навесках проб в 1–2 кг. Тем не менее, тщательный контроль на всех этапах выделения и использование специальных методик концентрации позволяет с уверенностью говорить об отсутствии контаминации выделенных фракций циркона чужеродным материалом. Для дальнейшей характеристики типоморфных свойств циркона (в проходящем свете, BSE и CL) и определении уран – свинцового изотопного возраста применялись локальные методы анализа (эл. сканирующий микроскоп CamScan 2500S, SIMS SHRIMP-II, лазерная абляция). Главной особенностью выделенных фракций циркона является присутствие практически во всех изученных образцах двух генераций: первая представлена прозрачными или слабоокрашенными зернами призматического габитуса, от короткостолбчатых до длиннопризматических зерен с преимущественным развитием граней про-

стых призм [100]. При этом, как правило, сами грани хорошо сохраняются и легко идентифицируются. Размеры зерен могут сильно варьировать – от десятков до сотен микрон. В катодных лучах этот циркон характеризуется типично магматической зональностью, выраженной, в зависимости от среза, либо секториальной, либо полосчатой разновидностью. Вторая генерация циркона представлена окрашенными в желто-коричневые тона (до непрозрачных) зернами гиацинтового (по преимуществу) габитуса с оплавленными гранями и ребрами. Размеры зерен также варьируют, но в меньшей степени, и практически отсутствуют зерна крупного размера (более 150–200 мкм). Зональность в катодных лучах – отчетливая, концентрическая, изначально магматическая, но усложненная дополнительно развитыми во внешних зонах яркими светлыми полосами неправильной формы. Количественные соотношения циркона двух генераций могут сильно отличаться от образца к образцу – от 10 до 100% могут быть представлены зернами первой генерации.

Уран-свинцовый изотопный возраст изученных цирконов подтверждает существование двух генераций: первая – имеет возраст, не превышающий 1 млн. лет (наилучшая оценка – 861 ± 29 тыс. лет), тогда как вторая характеризуется домезозойским возрастом – более 260 млн лет (в зависимости от конкретного образца). Максимальное количество продатированных зерен (основные пики на кривой плотности вероятности возрастов цирконов) приходится на возраста 2702 ± 20 и 1752 ± 12 млн лет. Геохимические характеристики (содержание U, Th, Pb, Hf) этих генераций также существенно отличаются, так отношение U/Th для молодой генерации варьирует от 0.7 до 2.95, тогда как для древней – от 0.4 до 0.9, в тоже время изотопный состав гафния свидетельствует, что цирконы обеих генераций являются производными деплетированной мантии.

Полученные результаты однозначно свидетельствует об участии в образовании пород базит-гипербазитового комплекса, драгированных в пределах Срединно-Атлантического хребта, материала докембрийского происхождения. Вероятность вовлечения такого вещества в процессе рециклинга древней литосферы невелика, т.к. исследованный циркон согласно морфологическим признакам является типично магматическим без отчетливых следов осадочно-метаморфической переработки. В частности, обладает типичной для основных пород внутренней структурой. С другой стороны, наличие среди изученных цирконов генетически различных, в том числе и молодых магматических цирконов, чье образование напрямую связано с формированием базальтовых покровов 2 слоя океанической коры, свидетельствует о существенном воздействии молодого магматического процесса на породы габбро-перидотитового комплекса океана. Таким образом, представляется, что формирование современной океанической коры является сложным многостадийным процессом с участием, как минимум, в Центральной Атлантике, на уровне 3 океанического слоя пород древней литосферы. Подобные модели в последние годы рассматривались рядом исследователей в связи с обнаружением аномальных

изотопно-геохимических и геофизических характеристик пород Центральной Атлантики, а также сложного тектонического строения регионов сочленения крупных трансформных разломов с рифтовой зоной САХ [9, 10, 11, 12].

1. *Snow J.E., Hart S., Dick H.J.B.* Nd and Sr isotope evidence linking mid-ocean-ridge basalts and abyssal peridotites // *Nature*. 1994. V. 371. P. 57–60.

2. *Silant'ev S.A., Dmitriev L.V., Bazylev B.A., Casey J.F., Bougault H., Levsky L.K., Belyatsky B.V., Ovchinnikova G.V.* An examination of genetic conformity between co-existing basalt, gabbro and residual peridotites from 15°20'N Fracture zone, Central Atlantic: evidence from isotope composition of Sr, Nd and Pb // *InterRidge News*. 1995. V. 4. N2. P. 18–21.

3. *Силантьев С.А., Левский Л.К., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Bougault H., Cannat M.* Возраст магматических и метаморфических событий в САХ: интерпретация данных изотопного К-Аг датирования // *Российский журнал наук о Земле*. 2000. Т. 2. №3/4. С. 269–278.

4. *Schwartz J.J., John B.E., Cheadle M.J., Miranda E.A., Grimes C.B., Wooden J.L., Dick H.J.B.* Dating the growth of oceanic crust at a slow-spreading ridge // *Science*. 2005. V. 310. P. 654–657.

5. *Muntener O., Pettke T., Desmus L., Meier M., Schaltegger U.* Refertilization of mantle peridotite in embryonic ocean basins: trace element and Nd isotopic evidence and implications for crust-mantle relationships // *Earth Planet.Sci.Lett.* 2004. V. 221. P. 293–308.

6. *Froitzheim N., Rubatto D.* Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna nappe, Switzerland) // *Terra Nova*. 1998. V. 10. P. 171–176.

7. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkarev E.V.* Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // *Terra Nova*. 2001. V. 13. P. 407–412.

8. *Beltenev V., Ivanov V., Shagin A., Sergeev M. et al.* New hydrothermal sites at 13°N, Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*. 2005. V. 14. P. 14–16.

9. *Bonatti E., Seyler M., Sushchevskaya N.M.* Cold suboceanic mantle belt at the Earth's Equator // *Science*. 1993. V. 261. P. 315–320.

10. *Dosso L., Bougault H., Langmuir C. et al.* The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31°–41°N) // *Earth Planet.Sci.Lett.* 1999. V. 170. P. 269–286.

11. Сколотнев С.Г. Габброиды разломной зоны Вима: структуры, состав и тектоническое положение // *Петрология*. 2003. Т. 11. №1. С. 35–52.

12. *Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.* Тектоника и формирование океанической коры в области «сухого» спрединга Центральной Атлантики (7°10'–5° с.ш.) // *Геотектоника*. 2003. №2. P. 3–25.

Zircon separated from gabbro samples dredged within the Ashadze hydrothermal field (13°N MAR) was studied under optic, CL, BSE, U-Th-Pb isotope SIMS SHRIMP and laser-ablation HR-MS (Hf isotope composition) microanalysis. It was revealed two different generations of zircon with the ages of 861±29 Ka and more than 260 Ma. The most prominent peaks on the probability age plot correspond to 1752±12 and 2702±20 Ma, and the same time both groups of zircon clearly evidence mantle-like hafnium composition. The carried out investigation without any doubt proves the participation of material of Precambrian origin in formation of gabbro-peridotite rocks dated within the MAR.

В.Е. Вержбицкий¹, С.Д. Соколов², М.И. Тучкова²

(¹Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, e-mail: verba@ocean.ru;

²Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sokolov@ginras.ru, tuchkova@ginras.ru)

**Новые данные о структуре острова Врангеля:
предварительные результаты международной экспедиции**

V.E. Verzhbitsky¹, S.D. Sokolov², M.I. Tuchkova²

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Geological Institute RAS, Moscow)

New data on the structure of Wrangel Island: preliminary results of international expedition

Широко известно, что остров Врангеля принадлежит к Врангелевско-Геральдской дуге – северному фронту позднекиммерийских коллизионных деформаций Новосибирско-Чукотско-Аляскинского блока и Евразии, относимых к раннемеловому (предаптскому) времени. Остров в основном сложен интенсивно деформированными докембрийскими метаморфическими и палеозойско-триасовыми осадочными породами. В течение лета 2006 года силами международной экспедиции, организованной Геологическим институтом РАН при участии сотрудников Института океанологии РАН, Стэнфордского Университета США и Стокгольмского Университета Швеции, на острове Врангеля были проведены полевые работы, направленные на изучения структуры, литологии, вещественного состава и возраста развитых здесь геологических комплексов.

Полевые наблюдения в общем подтвердили достаточно выдержанный северовергентный складчато-покровно-надвиговый структурный план острова, осложненный СЗ-ЮВ диагональными правосторонними сдвигами [Тильман и др., 1970; Бялобжеский и Иванов, 1971; Ганелин, 1989; Kos'ko et al., 1993; Кос'ко и др., 2003]. Статистическая обработка массовых замеров мезоструктур-кинематических индикаторов выявила, что генеральный структурный план острова был сформирован в условиях субмеридионального сжатия, без существенного влияния сдвиговой компоненты смещений вдоль основных взбросов и надвигов. В центральной части острова в пределах развития D-C темных сланцев (район реки Неизвестная) нами были обнаружены субмеридиональные складки южновергентного кливажа, по-видимому, отражающие более молодую стадию проявления деформаций сжатия. Детальные структурные исследования в пределах существенно карбонатных отложений каменноугольного возраста выявили интенсивные складчатые дислокации компетентных пластов известняков, не фиксируемые в тонкослоистых терригенных пачках. Соответственно, мы предполагаем, что складчатые дислокации могут играть значительно более существенную роль в структуре острова Врангеля, чем это предполагалось ранее и, соответственно, приводить к многочисленным “повторениям” в разрезах одних и тех же литолого-стратиграфических единиц.

Последняя стадия структурной эволюции острова выражена в многочисленных сбросовых смещениях вдоль плоскостей кливажа, а также взбросов и надвигов южного падения. На некоторых участках наблюдений зафиксированы трещины отрыва, заполненные кварцевыми жилами, также наложенные на генеральный структурный план. Восстановление полей напряжений на основе массовых замеров зеркал скольжения с использованием методики О.И. Гущенко указывает в основном на СЗ-ЮВ ориентировку наложенного растяжения, однако, на отдельных точках наблюдений зафиксированы поля напряжений субмеридионального и СВ-ЮЗ растяжения. Мы предполагаем, что проявление этих более поздних полей напряжений связано с заложением и развитием Южно-Чукотского рифтового прогиба, расположенного непосредственно южнее острова Врангеля, в позднем мелу(?)–кайнозое [Tolson, 1987; Косыко и др., 2003].

В заключение отметим, что изучение геологического строения острова Врангеля имеет весьма существенное значение для понимания условий развития, времени формирования, состава, возраста и потенциальной нефтегазоносности осадочного заполнения Южно- и Северо-Чукотских прогибов, выделяемых на шельфе Чукотского моря. В частности, в работе В.Е.Хаина и И.Д. Поляковой [2007] указывается на литологическое сходство между карбонатными отложениями каменноугольного возраста, выделяемых на острове Врангеля и формацией лисберн на Аляске, представляющей собой одну из продуктивных толщ месторождения Прадо-Бэй. Таким образом, дальнейшее изучение геологического строения острова Врангеля представляется весьма перспективным направлением арктических исследований, проводимых в рамках Международного Полярного Года 2007–2008 гг.

Настоящие исследования Арктики были поддержаны Программами ОНЗ РАН № 6 и 14, РФФИ (№05-05-65052 и 05-05-65198), ОАО "Газпромнефть" and грантом INTAS 2001-0762/F5 (NEMLOR).

The study is based on the preliminary results of field works, carried out by international Russian-American-Swedish geological expedition on Wrangel Island during the summer of 2006. Main stages of structural evolution are discussed. The general N-vergent low-angle thrust fault and fold structural pattern is complicated by latest extension, related to the South-Chukchi (Hope) rifted basin development.

Е.С. Григоренко

(Геологический Институт РАН, Москва, e-mail: grigalenka@mail.ru)

Магматическая активность и термальные события на востоке Малкинского поднятия (Срединный хребет, Камчатка): трековое датирование цирконов барабской свиты

E.S. Grigorenko

(Geological Institute RAS, Moscow)

Thermal Events at the Sredinny Range (Kamchatka Peninsula): fission-track dating of zircons from barabskaya suit

Образцы, отобранные из континентальных конгломератов барабской свиты, были датированы с помощью трекового метода. Возраст большей части цирконов попадает в интервал от 4,7 до 22,8 млн лет. Поскольку этот период не соответствует времени образования барабской свиты (ранний эоцен), был сделан вывод, что в это время произошел прогрев пород и отжиг треков. В рамках этого интервала было выделено три возрастных пика: 5, 10, 21 млн лет. Эти термические события, по-видимому, связаны с разными фазами внедрения гранитоидных интрузий.

1. Барабская свита входит в состав комплексов Срединного хребта Камчатки, расположенного в центральной части полуострова. Отложения этой свиты распространены на г. Бараба, к северо-западу от нее, в бассейне реки Химка и к югу от нее, по берегам реки Облуковина. Она представлена континентальными отложениями.

Возраст свиты, по-разному оценивается исследователями. А.Е. Шанцер и А.И. Челебаева на основе описаний палеофлоры относят ее к верхнему кампану (Шанцер, Челебаева, 2004, 2005). А.В. Соловьев и др., основываясь на определении U/Pb (SHRIMP) методом возраста цирконов, выделенных из прослая туфа, и на данных трекового датирования цирконов из матрикса конгломератов считают, что накопление отложений барабской свиты началось в раннем эоцене (Соловьев и др., 2004, 2006).

Севернее горы Бараба конгломераты прорываются гранитоидами, возраст которых согласно геологической карте позднемиоценовый (Геологическая карта СССР, 1972).

2. При изучении пород барабской свиты был использован метод трекового датирования циркона. Он основан на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (U^{238}), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории. Цифры, полученные в результате, отражают не время кристаллизации минерала, а тот момент, когда циркон остыл ниже температуры закрытия трековой системы (около 215–240°C (Brandon, Vance, 1992)). Если температура поднимается выше этого рубежа, происходит отжиг треков и они исчезают.

3. Возраст большинства образцов, отобранных на южном склоне горы Бараб, не превышает 12 млн лет (01-09, 01-10, 01-11, 01-12, 01-13) и только образец 01-14 выпадает из этой группы, его возраст 62,5 млн лет, он был отобран на правом (а не на левом как остальные) берегу реки Облуковина.

Цирконы из образцов 01-09 – 01-13 были разделены на три разных возрастных популяции (табл. 1). Для разделения популяций была использована программа BinomFit 1.1 for Windows (Brandon, 2002, <http://love.geology.yale.edu/~brandon/index.html>). Было выделено три возрастных пика: 5, 10 и 20 млн лет. Цирконы из образца 14 тоже были разделены на три популяции P1 (12,9±1,9 млн лет), P2 (47,7±4,1 млн лет) и P3 (87,6±6,3 млн лет) (табл. 1).

Табл. 1. Результаты выделения возрастных популяций цирконов, отобранных из пород барабской свиты. N обр. – номер образца. Nt – количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3 – популяции циркона.

N обр.	Nt	Возраст популяций циркона		
		P1 млн лет	P2 млн лет	P3 млн лет
01-09	30	4,7±1,4 (8,9%)	10,1±1,2 (72,5%)	19,9±9,2 (18,6%)
01-10	30		10,6±1,9 (100%)	
01-11	30	5,9±0,8 (40,2%)	12,1±1,6 (47,9%)	22,8±8,2 (11,9%)
01-12	30	5,6±0,5 (83,7%)		18,6±2,2 (16,3%)
01-13	30	4,9±0,6 (53,1%)	10,1±1,0 (46,9%)	
01-14	45	12,9±1,9 (6,7%)	47,7±4,1 (37,3%)	87,6±6,3 (56,0%)

4. Чтобы убедиться в правомочности объединения образцов 01-09 – 01-13 в одну был применен тест Колмогорова-Смирнова, который используется для выяснения являются ли две независимые выборки наблюдений выборками из одного и того же распределения. Суть метода заключается в оценке различий между двумя интегральными функциями распределения вероятности. Результаты применения критерия Колмогорова-Смирнова сведены в табл. 2. В таблице приведены данные уровней значимости – p, если p – велико, то вероятно цирконы не принадлежат к разным распределениям. Значения, которые с вероятностью не менее 95% проходят тест, выделены серым цветом. Таким образом, согласно результатам теста, только образец 01-14 не совпадает ни с одним из образцов. Все же остальные образцы можно отнести к одному распределению.

5. Опираясь на данные полученные при изучении образцов 01-09 – 01-13, можно заключить, что отжиг треков произошел в интервале от 5 до 21 млн лет. Т. е. в этот период образцы подверглись прогреву до температуры превышающей 215–240°C. Поскольку, как указано выше, барабская свита начала накапливаться не позднее раннего эоцена, этот возрастной интервал соответствует не возрасту свиты, а какому-то более позднему термическому

Табл. 2. Результат применения критерия Колмогорова-Смирнова при сравнении распределений возрастов цирконов из образцов 01-09 – 01-14.

01_09		0.876	0.954	0.048	0.043	0.000
01_10	0.876		0.973	0.047	0.046	0.000
01_11	0.954	0.973		0.340	0.367	0.000
01_12	0.048	0.047	0.340		1.000	0.000
01_13	0.043	0.046	0.367	1.000		0.000
01_14	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	

событию. Самым вероятным представляется внедрение интрузии, тем более, что в непосредственной близости обнажается интрузия позднемиоценовых гранитоидов. На то, что термическое событие было локальным, а не носило глобальный характер, указывают и результаты датирования образца 01-14, который был отобран дальше от интрузии. В отличие от образцов 01-09 – 01-13, он оказался не полностью отожженным и его трековый возраст значительно древнее. Вероятно, вторая популяция P2 ($47,7 \pm 4,1$ млн. лет) соответствует времени накопления свиты, третья популяция P3 ($87,6 \pm 6,3$ млн. лет) состоит из более древних детритовых цирконов, а самая молодая P1 ($12,9 \pm 1,9$ млн лет) – как раз и образовалась в результате термического события, полностью «обнулившего» возраста остальных образцов.

Разделение группы 01-09 – 01-13 на возрастные популяции указывает на то, что внедрение интрузии не было одноактным. Четко выделяется три фазы внедрения: первая – около 21 млн лет, вторая – 10 млн лет и последняя – 5 млн лет.

The samples from barabskaya suite (Central Kamchatka) were dated by fission-track method. The most part of zircon lies in the range from 4.7 to 22.8 Ma. As this period doesn't correspond with the barabskaya suite age, I made up a conclusion that at this time they were heated and tracks were annealed. Within this interval there are three peaks 5, 10 and 21 Ma, which probably reflect three phases of intrusion.

А.Н. Дмитриевский¹, И.Е. Баланюк²

(¹Институт проблем нефти и газа РАН; ²Институт океанологии РАН, Москва)

**Геодинамические критерии в формировании
нетрадиционных залежей углеводородов**

A.N. Dmitrievsky¹, I.E. Balanyuk²

(¹Institute of Oil and Gas Problems RAS; ²Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Geodynamic criteria in the formation of the unconventional
hydrocarbon deposits**

По подсчетам наших и зарубежных нефтяников в мире имеется один триллион нормальных баррелей запасов нефти; еще один триллион уже был добыт. Поскольку спрос на энергию растет, нашей индустрии необходимо отыскать и добыть больше нефти. Оба аспекта: поиск и добыча – представляют собой уникальную проблему. Как известно легкая для разведки нефть уже открыта. Новаторские технологии в геофизике, бурении, добыче и возросший коэффициент извлечения требуют дальнейшего развития, если наша индустрия собирается соответствовать этому требованию.

Поиск коммерчески окупаемых месторождений нефти и газа становится все более трудным даже в ведущих нефтяных компаниях мира. Приращение мировых запасов стало решающей, жизненно важной проблемой, а поэтому выработка критериев открытия нетрадиционных месторождений приобретает все более важное значение в экономическом отношении. Внимание авторов сосредоточено на выработке концепции, которая послужит ориентиром к открытию богатейших месторождений нефти, а также в каких геодинамически активных зонах могут быть открыты подобные месторождения в не столь отдаленном будущем?

При нынешнем уровне цен на обычную сырую нефть возродился интерес к нетрадиционным источникам углеводородов, которые могли бы служить сырьем для существующих модернизированных предприятий нефтепереработки. Наиболее примечательными представителями такого сырья являются: сверхглубокие залежи приуроченные к зонам трещиноватости верхней коры; сверхтяжелая нефть из битуминозных песков; метан угольных пластов; газогидраты океанского дна; залежи углеводородов континентальных склонов океанских окраин и др.

Одним из наиболее обещающих направлений в плане увеличения добычи остается на сегодняшний день коэффициент извлечения нефти и газа на существующих зрелых и отработанных месторождениях. Для решения этой очень важной проблемы впервые были разработаны геомеханические и численные модели, объясняющие причину восполнения запасов на отработанных месторождениях.

К нетрадиционным источникам углеводородов также относятся залежи о тяжелой нефти, гигантские ресурсы которых найдены в Оринокском поясе

тяжелой нефти в Венесуэле, в битуминозных песках Атабаски в Канаде и в нефтяных сланцах Бразилии и Индии. Модель формирования пояса тяжелой нефти нами была разработана на примере Ленно-Виллюйского бассейна и др.

Метан угольного пласта так же становится существенным источником поставок газа, и крупные инвестиции совершаются сейчас в целях дальнейшего развития таких источников. Однако производство такого метана чревато большими трудностями и серьезными экологическими катастрофами. Авторами впервые разработана модель формирования залежей углеводородов с участием угленосных формаций в зонах коллизий литосферных плит.

Особенно остро стоит проблема поиска нетрадиционных залежей углеводородов имеющих неоднозначный источник поступления углеводородов, как правило, связанный с трещиноватыми зонами залегающими на больших глубинах осадочного бассейна. Наиболее ярким примером успешного освоения этого нового для нефтяной геологии объекта является открытие и эксплуатация залежей нефти в трещиноватых гранитоидных выступках поздне-мезозойского фундамента южного шельфа Вьетнама.

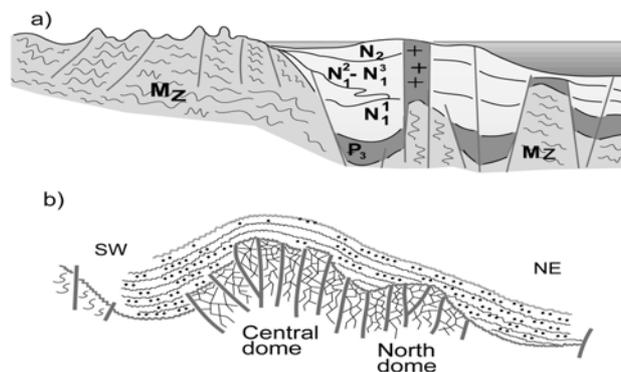


Рис. Геологический профиль шельфа Вьетнама Кыулынгской впадины. а) геологический профиль иллюстрирующий гранитоидные выступы фундамента; б) схематический профиль месторождения Белый Тигр.

Открытие этих высокопродуктивных залежей с дебитами скважин более 1500 т/сут. обеспечило свыше 80% добычи нефти во Вьетнаме и явилось предвестником нового перспективного направления поисков углеводородов, способного принципиально изменить существующее представление о нефтегазовых системах в целом. В настоящее время, благодаря вводу в эксплуатацию залежей нефти в кристаллическом фундаменте, добыча нефти во Вьетнаме достигла 16 млн т в год, а Вьетнам за короткий период стал одной из ведущих нефтегазодобывающих стран Тихоокеанского региона.

Предложенная авторами концепция движения флюидов и образования углеводородных месторождений основана на автоволновых процессах в коровых волноводах зон трещиноватости верхней коры и объясняет механизм образования гигантских скоплений УВ на примере месторождения Белый Тигр и Астраханского газоконденсатного месторождения.

Большое внимание в своем сообщении авторы уделяют возможности обнаружения газогидратов на океанском дне. Известно, что в силу неустойчивости и специфики залегания газогидратов их добыча является весьма проблематичной и скорее относится к технологиям будущего. Тем не менее, ввиду ограниченности общих запасов углеводородного сырья во всем мире газогидраты морей и океанов привлекает все большее и большее внимание.

В настоящее время идет интенсивное освоение шельфовой зоны в связи с добычей углеводородов и строительством трубопроводов по дну морей и других водоемов. На повестку дня становится проведение инженерных работ в неконсолидированных осадках и исследование устойчивости подводных склонов. Проблема обеспечения надежного функционирования подводных сооружений ставит совершенно новые задачи перед инженерами и разработчиками.

Объем твердого гидрата углеводородных газов может увеличиться в 100–150 раз при переходе в газообразное состояние. При их освобождения происходит рост порового давления и снижение прочности горной породы. В целом это приводит к неустойчивости пласта подводного склона. В результате может произойти соскальзывание грунта по склону и разрушение подводных инженерных сооружений. При разложении газогидратов выбрасывается в окружающую среду огромное количество метана и воды, образуя оползни и обвалы.

Существует мнение, что общий объем газогидратов очень большой и на один-два порядка превышает объем разведанных запасов нефти и газа во всем мире. В связи с этим становится понятным, почему многие страны, такие как США, Япония, Индия, Норвегия, Канада и др., создают национальные программы и научно-исследовательские центры по изучению газогидратов морей и океанов. Эти исследования уже дали обнадеживающие результаты. Руководители многих нефтяных компаний проблему изучения газогидратов морей и океанов рассматривают как поисковый признак крупных месторождений углеводородов.

The authors explain possibilities of formation unconventional hydrocarbon deposits in deep fractured zones, gashydrate formation in ocean floor and formation of bituminous belts etc.

Б.А. Казанский

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

Геодинамическая интерпретация распределения океанических базальтов

В.А. Kazansky

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of RAS)

A geodynamic interpretation of the oceanic basalt distribution

Распределение площадей базальтов ложа океанов по возрасту в настоящее время известно с достаточной точностью, позволяющей строить кривые этих распределений, типа приведенных на рис. 1 и 2.

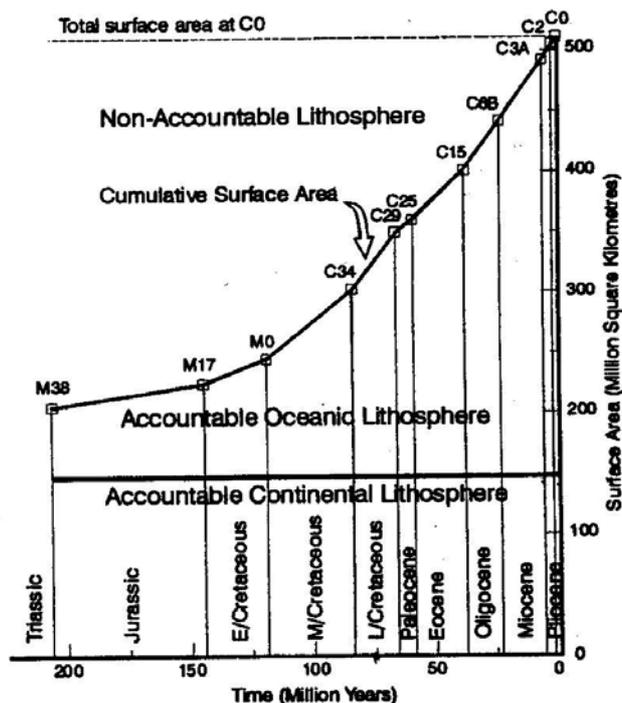


Рис. 1. Empirical cumulative surface areas of oceanic lithosphere from Early Jurassic to the Present [1].

На рис. 1 показан график распределения суммарной площади базальтов Мирового океана, рассчитанный по картам магнитных изохрон океанов [1], а на рис. 2 – раздельно по океанам [2].

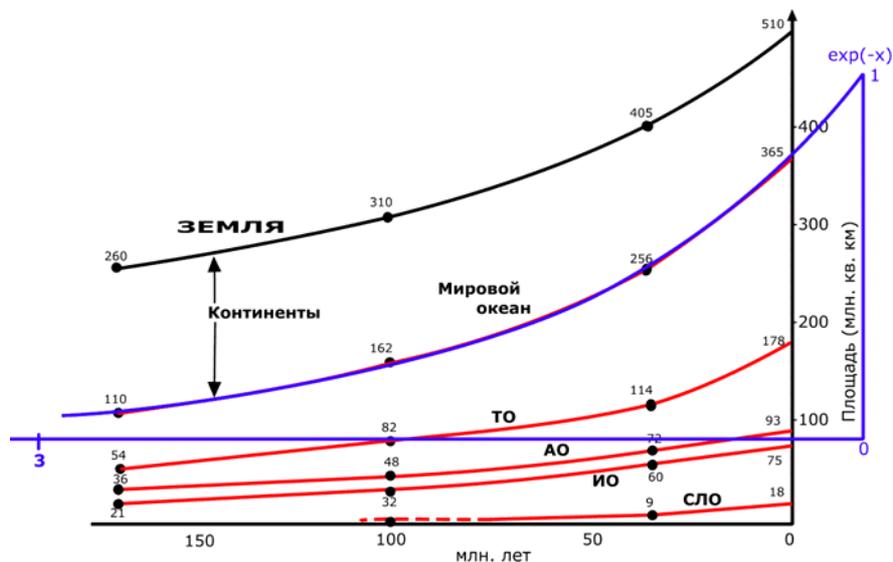


Рис. 2. Динамика прироста площади земного шара в процессе формирования современных океанов [2].

Эти кривые вполне обоснованно аппроксимируются экспоненциальной зависимостью, позволяющей легко делать экстраполяцию на следующие миллионы лет, весьма активно используемую только сторонниками идеи расширения Земли, с позиций которых в основном и рассматривались подобные графики, где выделяется область «Non-Accountable Lithosphere» (т.е. «необъяснимой» или «неподотчетной» литосферы на рис. 1). Но, если графики для Атлантического (АО), Индийского (ИО) и Северного Ледовитого (СЛО) океанов показывают реальную динамику прироста площади океанической коры в этих океанах, то кривая для Тихого океана (ТО) — только **современное распределение** площади коры по возрасту, а реальная динамика изменения его площади совершенно иная — она показана на рис. 3 [3] пунктирной линией, а гипотетические распределения ее по возрасту 50 и 100 млн лет назад показаны экспонентами ТО-50 и ТО-100. Примечательно, что современная площадь Тихого океана, служившего донором площади и энергии, равна суммарной площади остальных океанов.

Этот факт, интерпретируемый с энергетических позиций [3], где учитывается прямая связь между площадью и энергией рельефа дна океанов, позволяет сделать вывод о практическом завершении процессов, определявших эволюцию океанов и Земли последние 200 млн лет. Наш вывод подтверждает вывод сделанный ранее Г. Штилле на основе анализа тектоники континентов о том, что «современную тектонику мы должны рассматривать

как последнюю и даже окончательную главу непрерывного, последовательного развития» [4].

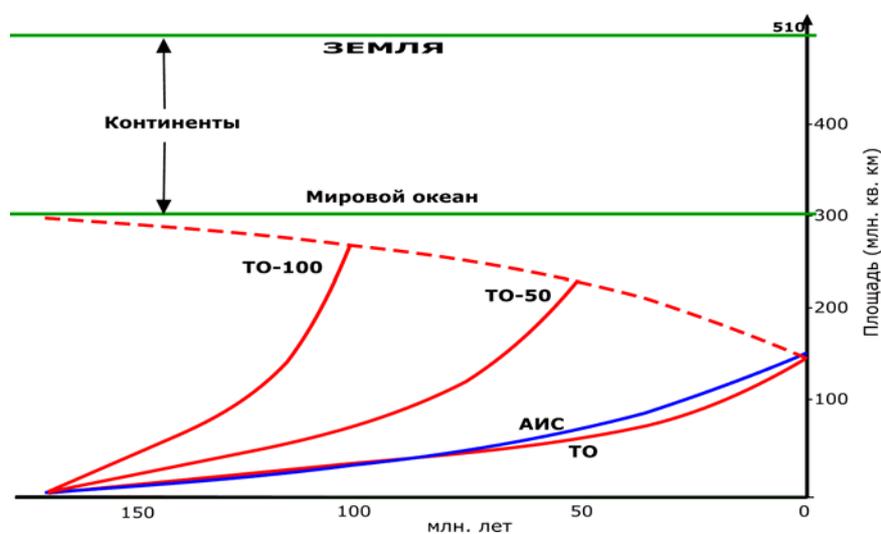


Рис. 3. Графики реального изменения площадей океанов во времени. АИС – суммарная площадь Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов.

1. *Maxlow J.* Global expansion tectonics: Empirical small Earth modeling of an exponentially expanding Earth // Proc. Int. Symposium on NCGT. Tsukuba, Japan. 1998. P. 159–164.

2. *Никольский Ю.И.* Генетический ряд современных океанов и их континентальных окраин по геофизическим данным // Росс. Геофизический журнал. 2002. «27–28. С. 109–132.

3. *Казанский Б.А.* Анализ энергетики эволюции океанов // Материалы XL Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 279–284.

4. *Штилле Г.* Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи / Земная кора. М.: ИЛ. 1957. С. 205.

Modern equality of the area and topographical energy of Pacific ocean of the total area and energy of other oceans testifies to achievement of a stage of global thermodynamic equilibrium in tectonic evolution of the Earth.

В.Г. Казьмин, Н.Ф. Тихонова

(Институт океанологии им П.П.Ширшова РАН)

**Эпохи раскрытия окраинных морей на юго-западной
окраине Евразии в мезозое и кайнозое**

V.G. Kazmin, N.F. Tikhonova

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

**Epochs of back-arc basins' opening at the south-western margin
of Eurasia in the Mesozoic and Cainozoic**

Реконструкции палеотектоники и палеогеографии окраины Евразии от Мизии и Родопского массива на западе до Тибета и Гималаев на востоке позволили выделить основные этапы раскрытия задуговых бассейнов и выявить условия их образования.

Первая эпоха раскрытия относится к концу перми – началу триаса. В это время на огромном протяжении южной окраины Евразии от Восточного Куньлуня до Родопского массива существовали зоны субдукции, в которых поглощалась литосфера океана Палеотетис. Процесс сопровождался формированием мощных аккреционных комплексов хорошо сохранившихся на южной окраине Куньлуня (комплекс Улуг – Муздаг) и на западе к югу от Понтида (комплекс Каракая). В результате последующих раскрытий окраинных морей и коллизионных процессов на остальной части окраины эти комплексы сохранились лишь фрагментарно.

В раннем-среднем триасе в районе нынешнего Черноморского бассейна раскрылся Таврический (Кюре) задуговой бассейн (ТБ) [Казьмин, Тихонова, 2005]. Восточная часть ТБ располагалась между двумя фрагментами палеозойской окраины Евразии – Понтийско-Закавказским микроконтинентом и Валом Шатского (ВШ). К северу от ВШ, одновременно с ТБ, раскрылся узкий рифтовый бассейн Сванетской зоны Большого Кавказа. В западной части ТБ состоял из двух ветвей: южной – между Мизийской платформой и Родопским массивом и северной – между окраиной Скифской платформы и ее фрагментом (Стамбульской зоной). Изменения в структуре бассейна были приурочены к крупным трансформным разломам – Западно-Крымскому и Печенег-Камена. Судя по продолжительности спрединга (около 15 Ма), минимальная ширина бассейна в сечении Южный Крым – Центральные Понтиды могла достигать 300–600 км. ТБ замыкался в районе западного побережья Каспия. Восточнее, на афгано-памирском отрезке активной окраины, вероятно, произошло раскрытие задугового Афгано-Таджикского бассейна.

Частичная инверсия ТБ произошла в карнийском веке, когда с Понтийской окраиной столкнулись фрагменты Киммерии: Южная Армения, Киршехирский массив, и ряд более мелких блоков. После образования новой зоны субдукции к югу от примкнувших микроконтинентов уже в карниории началась новая эпоха задугового растяжения, продолжавшаяся в ран-

ней юре. В Понтийско-Родопском сегменте окраины с этой эпохой связано проградационное раскрытие задугового бассейна Измир – Анкара – Севан в результате отделения блоков Южной Армении, Киршехира, Пайкона. Время раскрытия меняется от позднего триаса в Закавказье [2] до ранней юры в Понтидах [3] и средней юры в Греции [4]. К этой же эпохе относится раскрытие Большекавказского рифта, которое могло быть связано либо с региональным растяжением в задуговой области [1], либо с субдукцией литосферы ТБ (а не океана Тетис, как предполагалось ранее [5]) под ВШ и Скифский террейн. В позднем триасе образовалась система рифтов, расколотившая Иранский микроконтинент, возможно, раскрылся Южно-Каспийский бассейн. К востоку от Ирана на окраине сохранялись условия сжатия, происходило сокращение Афгано-Таджикского бассейна.

В средней юре задуговые моря и рифты в Понтийско-Закавказском и Иранском сегментах претерпели инверсию, обусловленную, по-видимому, перестройкой на удаленной границе плит. В восточной части окраины в средней-поздней юре и неокоме доминировали коллизии типа островная дуга/континент и континент/континент, связанные с аккрецией микроконтинента Большая Лхаса.

Новая эпоха раскрытия задуговых бассейнов началась в апте-альбе и продолжалась в позднем мелу. Она совпала с возобновлением субдукции на Понтийско-Закавказской и Иранской (?) окраинах, образованием Гангдискско-Каракорумского вулканно-плутонического пояса. Главными событиями были: раскрытие Западно-Черноморского и Среднегорского бассейнов, Аджаро-Триалетской ветви Восточно-Черноморского бассейна, расширение бассейна южного склона Большого Кавказа. Одновременно начался рифтогенез в Иране, приведший к раскрытию внутрииранских морей. Раскрытие сопровождалось вращением блока Восточного Ирана – Лута на 130° против часовой стрелки [6]. Анализ старых данных по Северному Афганистану и Памиру [7, 8] показывает, что крупнейший из внутрииранских бассейнов – Сабзеварский протягивался по крайней мере до западной части Центрального Памира [9].

Последняя, палеоцен – эоценовая, эпоха раскрытия задуговых бассейнов связана с образованием зоны субдукции к югу от террейна Мендерес – Тавр после его аккреции к Закавказско – Понтийской окраине. Произошло окончательное раскрытие Восточно-Черноморского и Южно-Каспийского бассейнов, возможно, дополнительно открывались Западно-Черноморский и Большекавказский бассейны. К западу от Каспия доминировала обстановка сжатия в результате начавшейся коллизий Аравии и Индии с Евразией. Происходило замыкание задуговых бассейнов, сопровождавшееся формированием эоценовых вулканно-плутонических поясов.

1. Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Геотектоника, 2005. № 5. С. 20–35.

2. Zakariadze G.S., Dilek Y., Adamia S.A., Oberhaensly R.E., Kaarpenko S.F., Bazylev B.A., Solov'eva N. Gondwana Research, 2006 (in press).
3. Dilek Y., Thy P. Island Arc, 2006. V. 15. P. 44–54.
4. Brown A.M. & Robertson A.H.F. Tectonophysics, 2004. V. 381. P. 143–173.
5. Nikishin A.M., Zigler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V. & Tikhomirov P.L. Mémoires Musée national Histoire naturelle, 2001. V. 186. P. 295–346.
6. Soffel A.C. & Forster A.G. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abh., 168, (H. 2/3). P. 165–172.
7. Абдулла Ш., Чмырев В.М., Дронов В.И. (ред.) Геология и полезные ископаемые Афганистана // Геология. Т. 1. М.: Недра, 1980. 535 с.
8. Власов Н.Г., Дьяков Ю.А. (ред). Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
9. Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Докл. Акад. Наук, 2007 (в печати).

Four major epochs of the back-arc basins' opening occurred during the Mesozoic-Cainozoic evolution of the active (Tethyan) margin of Eurasia. The major event of the Triassic epoch was the opening of the Tauric basin. The Izmir-Ancara-Sevan and the Greater Caucasus basin opened in the Late Triassic-Early Jurassic. At the end of the Early Cretaceous and in the Cenomanian-Turonian the Black Sea and IntraIranian basins began to open. Final opening of the Black Sea and South Caspian basins occurred in Paleocene-Eocene. Tectonic processes of the back-arc basins' opening and closure are discussed.

Л.Н. Когарко, А.М. Асавин

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, kogarko@geokhi.ru)

Особенности изотопии первичных калиевых щелочных магм Атлантического океана

L.N. Kogarko, A.M. Asavin

(V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

Peculiarities of the isotope of initial potassium alkaline magmas of the Atlantic Ocean

Вещественная гетерогенность мантии Земли – одно из важнейших фундаментальных свойств этой геооболочки, определившее характер и эволюцию магматизма и металлогении в течении геологического времени. Ярким проявлением мантийной неоднородности служат щелочные магматические провинции в пределах континентальных и океанических блоков Земли.

Отсутствие влияния континентальной коры на состав магматических пород мирового океана (на срединно-океанических хребтах и, островах и подводных горах) делает эти объекты принципиально важными для оценки изотопного состава питающего мантийного субстрата. Сопоставление изотопных характеристик океанических островов (и подводных гор) с базальтами Срединно-океанических хребтов показывает, что мантийные источники внутриплитного магматизма океанических островов систематически обогащены радиогенным стронцием (и радиогенными свинцами) и обеднены радиогенными ниодимом и гафнием. Вариации изотопных меток внутриплитного магматизма мирового океана были интерпретированы как результат смешения 5 мантийных резервуаров-MORB (мантия Срединно-океанических базальтов), PREMA (превалирующий мантийный резервуар), (обогащенная мантия 1), EM2 (обогащенная мантия 2), HIMU (мантийный резервуар с высоким отношением U/Pb). Термин PREMA в последние годы был заменен на FOZO (фокальная зона), С (обычная мантия) и PHEM (примитивная гелиевая мантия).

На рисунке приведены данные по изотопии Rb-Sr и Sm-Nd систем в калиевых породах. Нанесение изотопных характеристик обогащенных калием пород на диаграмму мантийной корреляции внутриплитного магматизма мирового океана (который представлен главным образом натровыми щелочными сериями) показывает, что имеется тенденция отклонения этих данных вправо в сторону некоторого обогащения исходного мантийного субстрата радиогенным стронцием (смещение с резервуаром EM-II) и обеднения радиогенным ниодимом (рис. 1) (смещение с резервуаром EM-I). Интересно отметить, что породы натрового ряда тех же регионов, где развиты калиевые серии (рис. 2) характеризуются значительно более обедненными изотопными характеристиками, то есть отношения Rb/Sr в источнике калие-

вых пород были заметно выше, а Sm/Nd ниже по сравнению с мантийным субстратом натровых пород. Отсюда можно заключить, что калиевые породы выплавлялись из более обогащенной мантии по сравнению с породами натрового ряда. Некоторые исследователи (Hauri et al., 1993) полагают, что обогащение расплавов радиогенным стронцием (отклонение составов от линии мантийной корреляции вправо) является следствием смешения мантийных источников этих пород с продуктами рециклинга (субдукционным материалом). Однако эти проблемы в настоящее время носят весьма дискуссионный характер. Ряд авторов связывают особые характеристики калиевых пород континентов – лампроитов и кимберлитов 2 группы (обогащение радиогенным стронцием, свинцами и обеднение радиогенным ниодимом) с процессами древнего калиевого мантийного метасоматоза в корнях кратонов. Открытие Атлантики произошло в интервале 140–170 млн лет – поэтому допущение о существовании в мантии древних зон, обогащенных калием и другими редкими элементами – мало вероятно. В последние годы развиваются идеи о том, что в процессе раскрытия океанов, в зоны океанского магматизма могли вовлекаться блоки континентальной литосферы, в которые в течение длительного геологического времени поступали расплавы, связанные с плюмами и континентальной астеносферой. Эти расплавы могли быть источником активного мантийного метасоматоза континентальной литосферы. Кроме того нельзя исключить вовлечение блоков континентальной коры в подобные процессы. Так сравнительно недавно в результате бурения на острове Реюньон были обнаружены породы континентальной коры, которые по мнению исследователей представляют собой останцы коры континентального типа (осколок Гондваны), вовлеченные в этот район в процессе распада этого суперконтинента. Данные по изотопии пород и мантийных ксенолитов о-ва Фогу (Канарский Архипелаг) показали возможность вовлечения континентальной литосферы в источники магматизма этой крупнейшей вулканической системы Атлантики.

1. Erik H. Hauri and Stanley R. Hart Re–Os isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean // Earth and Planetary Sci. Let. Vol. 114. Issues 2–3. Jan. 1993. P. 353–371.

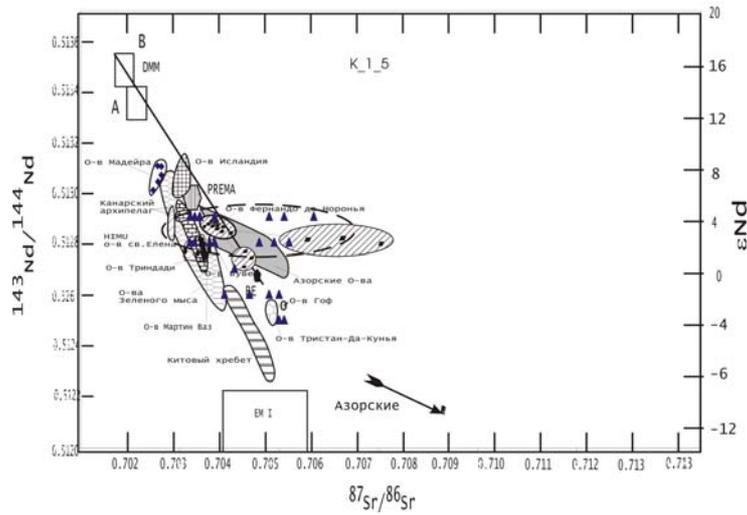


Рис. 1. Изотопные составы калиевых пород внутриплитного магматизма Атлантического океана. Штриховой линией обозначены составы высококалийных ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1.5$) первичных магм.

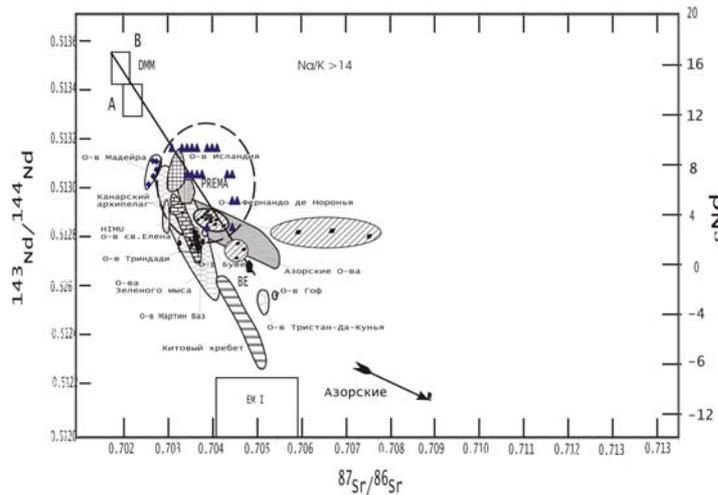


Рис. 2. Изотопные составы натровых пород внутриплитного магматизма Атлантического океана. Штриховой линией обозначены составы высоконатриевых ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 14$) первичных магм в тех же проявлениях что и на рис. 1.

Л.Н. Когарко, А.М. Асавин

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, kogarko@geokhi.ru)

Петрохимическое районирование внутриплитного щелочного магматизма Атлантики

L.N. Kogarko, A.M. Asavin

(V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

Petrochemical zoning of the intraplate alkaline magmatism of the Atlantic Ocean

В последние годы активно развиваются идеи о неоднородности верхней мантии Земли в отношении редких элементов. В исследованиях химического состава верхней мантии преобладают два подхода: изучение ксенолитов мантии, выносимых щелочными базальтами на поверхность и использование химических составов первичных магм – продуктов частичного плавления мантийного субстрата. С помощью этих методов установлена глобальная геохимическая неоднородность верхней мантии в отношении редких элементов и изотопов. Наиболее однозначно гетерогенность мантийных источников установлена для океанических островов и базальтов срединно-океанических хребтов. В работе Гаста (*Gast, 1968*) впервые показано, что любые вариации степени частичного плавления мантии не могут обеспечить наблюдаемую контрастность в химическом составе толеитов океанического ложа и щелочных базальтов океанических островов.

На основе разработанной нами базы данных по геохимии внутриплитного магматизма GIM (<http://Earth.jssc.ru>) мы обобщили данные по составу первичных расплавов внутриплитного магматизма и попытались выделить различные типы внутриплитного магматизма. Помимо этого использовались и другие источники, доступные по сети Интернет («Petros», IGBA, GeoRock, DSDP, и др.). Общий объем использованной информации, хранящейся в базе, составил порядка 35 тысяч записей, собранных примерно из 400 литературных источников о пятистах проявлениях внутриплитного магматизма.

Составы первичных магм отражает латеральную и вертикальную гетерогенность мантийного субстрата и первичную специализацию на редкие элементы. В нашем исследовании мы постарались свести к минимуму влияния вторичных процессов и рассматривали только слабо дифференцированные вулканы.

Объем выборки для расплавов, приближающихся к первичным магмам, из общей базы данных по Атлантическому океану, составил около 3000 анализов. В выборке представлено 190 районов развития внутриплитного магматизма Атлантического океана. Из этой выборки были исключены подводные горы, расположенные вблизи Срединно-Атлантического хребта, чтобы уменьшить влияние возможных процессов смешения между толеито-

вым магматизмом типа MORB и продуктами внутриплитного магматизма. Объем выборки для исследования геохимии первичных расплавов Атлантического океана составил порядка 2400 анализов.

Точки составов попадают, в основном, в четыре поля: фойдиты, пикробазальты – пикриты, тефриты – базаниты и базальты. Среди базальтов мы выделяем две группы (субщелочные и нормальной щелочности), граница между которыми проходит по линии Макдональда-Кацуры. Таким образом, среди первичных составов мы выделяем пять петрохимических типов магм:

1. Фойдиты (18%) – низко кремнеземистые (41% SiO₂) породы, часто с высоким содержанием щелочей и нормативного нефелина (до 15%). Среди этой группы встречаются породы с нормативным ларнитом и модальным мелелитом.

2. Пикробазальты (анкарамиты) (7%) – для них, наряду с высоким содержанием MgO, характерны низкие значения нормативного нефелина (около 5%), значительно реже развиты кварц нормативные разности.

3. Базаниты-тефриты (37%) – наиболее представительная группа, отличается от предыдущей по уровню содержания суммы щелочей – около 6–8%. Наряду с высоким содержанием MgO характерно высокие концентрации нормативного нефелина, часто наблюдается модальный нефелин или другие фельдшпатоиды.

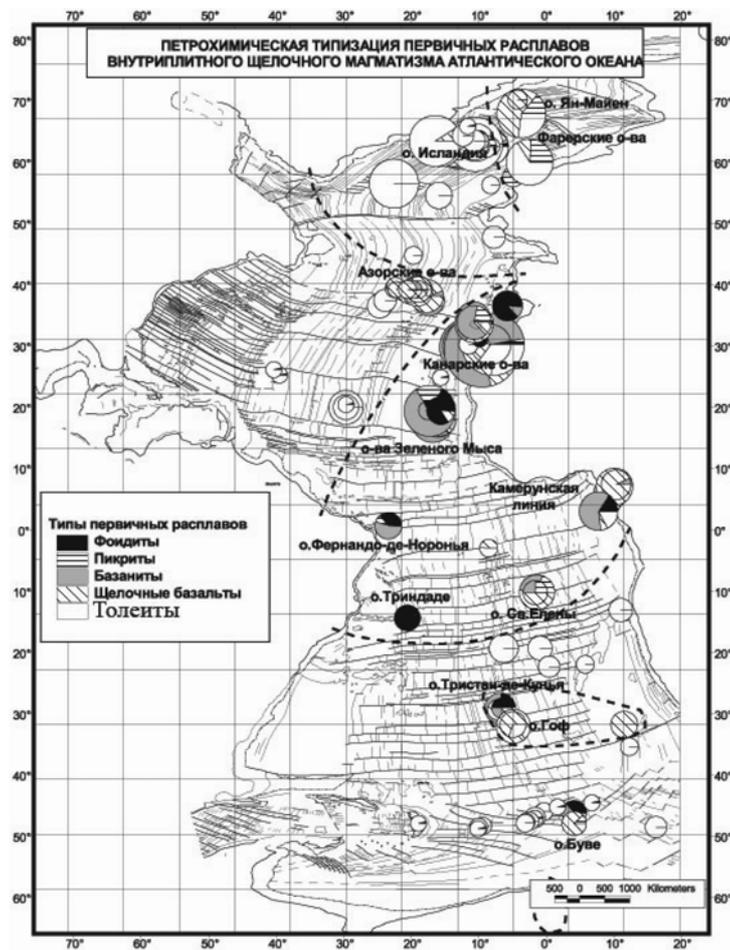
4. Щелочные базальты (24%) выделены, как содержащие нормативный нефелин. Они отделены от кварц-нормативных составов линией МакДональда и Кацуры.

5. Базальты нормальной щелочности – толеиты (14%). По составу это толеитовые базальты, кварц-нормативные или с исключительно низким содержанием нормативного нефелина. Однако эти породы нельзя отнести к типичным толеитам (MORB).

Достаточно большая выборка позволяет надежно охарактеризовать как соотношение типов первичных расплавов, так и их средние составы. Из полученных данных отчетливо виден щелочной характер внутриплитного магматизма Атлантического океана. Первичные, высоко щелочные составы первого и третьего типов (фойдиты и базаниты) составляют около 40% от общего числа первичных магм. Наиболее распространенными типами первичных магм Атлантики являются базаниты, на втором месте щелочные базальты затем фойдиты и на последнем пикриты.

Пространственное распределение выделенных типов первичных расплавов на проявлениях представлено на рис. 1. В каждой точке карты, где выявлены первичные расплавы, значком круговой диаграммы со штриховкой по секторам представлено соотношение различных типов первичных магм. Размер значка пропорционален общему количеству образцов, характеризующих данное проявление. Анализ пространственного распределения устойчивых ассоциаций разных типов первичных расплавов позволяет выделить 7 петрохимических провинций.

Таким образом, первичные магмы внутриплитного магматизма представлены пятью главными типами. В порядке распространенности это – толеиты, базанит-тефриты, щелочные базальты, фойдиты, пикриты. Существует пространственная зональность внутриплитного магматизма Атлантического океана. Зоны преобладания слабо щелочного толеитового магматизма сменяются зонами с преобладанием щелочных типов магм – базанит-тефритами и фойдитами.



Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // *Geochim. Cosmochim.* 1968. V. 32. P. 1057–1086.

В.В. Куликова¹, В.С. Куликов¹, Я.В. Бычкова²

(¹Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: vkulikova@onego.ru; ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: yanab@geol.msu.ru)

Реликты раннедокембрийской океанической коры на востоке Фенноскандинавского щита

V.V. Kulikova¹, V.S. Kulikov¹, Ya.V. Bychkova²

(¹Institute of Geology, Karelian research centre RAS, Petrozavodsk; ²Geological faculty, MSU, Moscow)

Relicts of Early Precambrian oceanic crust on the Fennoscandian shield

Сложность решения поставленной задачи обусловлена дискуссионностью палеореконокструкций Евроамериканского континента как в раннем архее, так и в палеопротерозое. Предполагаемый континент в докембрии должен был представлять собой агломерат блоков, прошедших значительный путь эволюции. Однако четкой характеристики блока или микроплиты как крупной тектонической структуры в настоящее время не существует, поэтому он определяется или современными параметрами, или качественным описанием. На Фенноскандинавском щите структуры, контролируемые реликты вулканических образований раннего архея среди тоналит-гранодиоритовых полей, которые могли бы претендовать на начальную океаническую кору, не известны, и в настоящее время пока нет достаточного объема геологических данных, позволяющих их достоверно восстановить. Выделенные здесь блоки представлены сложнопостроенными комплексами кислородных пород с многочисленными ксенолитами и останцами разного типа амфиболитов, как правило, с возрастом древнее 3,2 млрд лет. Расшифровка внутреннего строения каждого блока или серии блоков затруднена поздними многоэтапными процессами метаморфизма и магматизма. В то же время работами В.В. Куликовой и др. было показано [1, 2, 3], что первичная (?) кора выделенных блоков условно может быть разделена на 3 типа: 1) хондритовая – коматиитовая (Водлозерский блок), 2) бонинитовая (Центрально-Карельский, Пяозерский, Терский, Маленгский-?), 3) анортозитовая (Центрально-Кольский, Мурманский). Выделение этих типов базируется на: а) составах реликтов древних магматических комплексов; б) данных по изотопным возрастам этих пород; в) составах более молодых, чем анализируемые магматиты, интрузивных пород – производных от их реститов.

В настоящее время весьма ограничены сведения о палеоархейских амфиболитах, однако их идентичность в трех соразмерных блоках (Водлозерский, Маленгский и Пяозерский) позволяет считать типичными для древнейших образований Фенноскандинавского и сопоставлять эти образования с наиболее древними комплексами северного полушария Земли: фундамента Сибирской платформы и Гренландии. По ряду признаков у них имеются

черты сходства с древними образованиями Украинского щита и Южной Африки. Уникальность Водлозерского блока на ЮВ щита определяется развитием здесь основных – ультраосновных пород преимущественно коматитовой (хондритовой) серии, как представителя одной из наиболее сохранившейся древнейшей оболочки планеты – коры океанического типа.

Контуры древнейших блоков намечаются сетью окружающих их мезоархейских зеленокаменных поясов (ЗП): Сумозерско-Кенозерский; Колмозеро – Воронья; Сегозерско-Ведлозерский; Южно-Имандра – Варзугский; Тикшезерско-Парандовский; Суомуссалми – Кухмо; Типасярви – Иломантси; Тулос – Ялонваарский; Гимольско-Костомукшский. Магматиты основного – ультраосновного состава, заполнявшие эти структуры, имеют тенденцию к вариациям магнезиальности и железистости с ЮВ на СЗ (в современном положении системы). Только для ЗП мезоархейской эры устанавливаются признаки их формирования на океаническом дне. Одним из них является специфика РЗЭ, характерная для современных океанов [4], другим – наличие палеосмокеров. Если учесть, что черные курильщики – одна из многообразных форм современной гидротермальной деятельности на дне океанов, в которой выделяется, по крайней мере, четыре фазы, то Фенноскандинавский щит оказался одним из наиболее благоприятных регионов для поисков следов гидротермальных образований этого типа. Многокилометровые толщи вулканогенно-осадочных образований содержат десятки крупных и сотни мелких пропластков колчеданных углеродсодержащих залежей. Выделяются три типа продуктов гидротермальных систем: 1) колчеданные руды с углеродом; 2) железистые кварциты; 3) тальк-карбонатные зоны в ультрамафитах. Они образуют выдержанную зональность как в структурном плане, так и в разрезах. В некоторых структурах (Рыбозерская – в Южно-Выгозерском ЗП; Каменноозерская, Сенегозерская, Токшинская в Сумозерско-Кенозерском ЗП и др.) на значительной площади (до 600 x 1000 м) установлены дискретно развитые метасоматиты. Они приурочены к осевой или к боковым зонам ЗП и могут быть сопоставимы с черными или белыми курильщиками первых двух стадий формирования современных смокеров: 1) в магматических породах – зональность по подушечным лавам от эпидозитов толеитовых базальтов до листовенитов; 2) в залежах колчеданных руд – последовательность: пирит + пирротин; магнетит + пирит + пирротин; пирит + магнетит; магнетит; 3) в рядах углерода, ассоциирующихся с сульфидными линзами и слоями: шунгит → графитоид → скрытокристаллический графит. В последнем случае, вероятно, отражается этапность отложения углерода: эндогенный в фумаролах восходящих гидротерм → переотложенный в осадочно-биогенных породах → вновь переотложенный в виде органического вещества в гидротермальном процессе → миграционный углерод. Cu-Ni руды ассоциируются с углеродсодержащими сланцами и листовенитами в виде линзовиднопластовых тел (0,2–26 м). Более поздними – ? являются прослои и линзы железистых кварцитов (низкотемпературные бе-

лые "курильщики" – ?), обогащенных сульфидами. Возможно, к продуктам этих гидротермальных процессов могут быть отнесены и железистые кварциты Костомукши, мелкие проявления в Сенегозерской структуре.

Палеопротерозойский рифтогенез более всего сопоставим с современным красноморским типом с образованием молодой океанической коры и наращиванием общей мощности литосферы. Воссоздана наиболее протяженная сложнопостроенная система рифтогенного типа: г. Котлас – кряж Ветреный Пояс – Лехта – Имандра-Варзуга – Паанаярви – Карасйок-Печенга и далее к Гренландии в Лаврентию, протяженностью более 1500 км. В каждый из мегаэтапов развития этой системы на территории С.Америки и С.Европы формировались крупные магматические провинции [5, 6], в пределах которых сохранились следы океанической коры, что требует дополнительных масштабных исследований.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 05-05-64788

1. Куликова В.В. Эволюция докембрийского магматизма юго-восточной окраины Балтийского щита // Автореф. дисс... докт. г.-м.н. СПб., 1996. 45 с.

2. Петрохимические серии магматических пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочтительные модули химических элементов, новые направления) // Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В. Петрозаводск: Карельский научный центр, 2001, 115 с.

3. История Земли в галактических и солнечных циклах // Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 250 с.

4. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 1. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли // Богатиков О.А., Богина М.М., Бубнов С.Н. и др. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.

5. Ernst R.E., Bleeker W. Status of global LIP bar-code record and implications since the Archean // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk, 2007. P. 19–21.

6. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Крупные магматические провинции палеопротерозоя Фенноскандии и их значение для корреляции геологических событий // Материалы Всеросс. Конфер. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России», 12–15 ноября 2007 г. Петрозаводск, 2007. В печати.

Relicts of paleoceanic crust (paleosmokers, mafic-ultramafic igneous rocks, specific sediments a.o.) keep in Mezoarchean greenstone belts and Paleoproterozoic riftogenic structures on the Fennoscandian shield.

Е.П. Леликов, И.Б. Цой

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

Геологическое строение центральной части подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги)

E.P. Lelikov, I.B. Tsoy

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

Geological structure of central part of the submarine Vityaz Ridge (the Kurile Island Arc oceanic slope)

В 2005 и 2006 гг. ТОИ ДВО РАН и ИО РАН были проведены морские геолого-геофизические экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейсы 37, 41). Они выполнялись по проекту «Изучение строения центральной части Курило-Камчатской островной дуги как возможного очага катастрофического цунамигенного землетрясения» с целью оперативной оценки состояния тектонической структуры в сейсмоактивной зоне фронтального склона дуги между островами Уруп и Парамушир. В морфоструктурном плане район исследований располагается между Курильскими островами и Курило-Камчатским глубоководным желобом и включает в себя приостровную борту желоба, подводный хребет Витязя, который рассматривается в качестве внешней, невулканической дуги в общей системе дуга-желоб. В рейсах наряду с геофизическими исследованиями проводилось драгирование [1]. При его выполнении были подняты разнообразные породы, слагающие фундамент и осадочный чехол хребта в пределах трех полигонов. На основании определений радиоизотопного возраста, петрогеохимических, петрографических и палеонтологических данных, сравнения поднятых пород с образованиями прилегающей суши и дна Охотского моря проведено разделение их на несколько возрастных комплексов: магматические породы на – поздне-меловой, эоценовый, позднеолигоценый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый, вулканогенно-осадочные – на поздне-меловой – раннепалеоценовый (поздний кампан-дат), палеогеновый нерасчлененный (палеоцен-эоцен?), олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы (рис.).

Вулканиды поздне-мелового комплекса являются, составной частью поздне-мелового-раннепалеогенового разреза вулканогенно-терригенных образований фундамента хребта. Возраст радиоляриевой ассоциации и вмещающих вулканогенно-кремнистых пород устанавливается в пределах позднего кампана – начала раннего палеоцена.

Породы грубообломочного вулканотерригенного палеогенового нерасчлененного комплекса вместе с вулканидами эоценового и позднеолигоценного комплексов, в которых развиты игнимбриты и спекшиеся туфы,

представляют собой единый палеогеновый пирокластически - осадочный субазрально-мелководный комплекс.

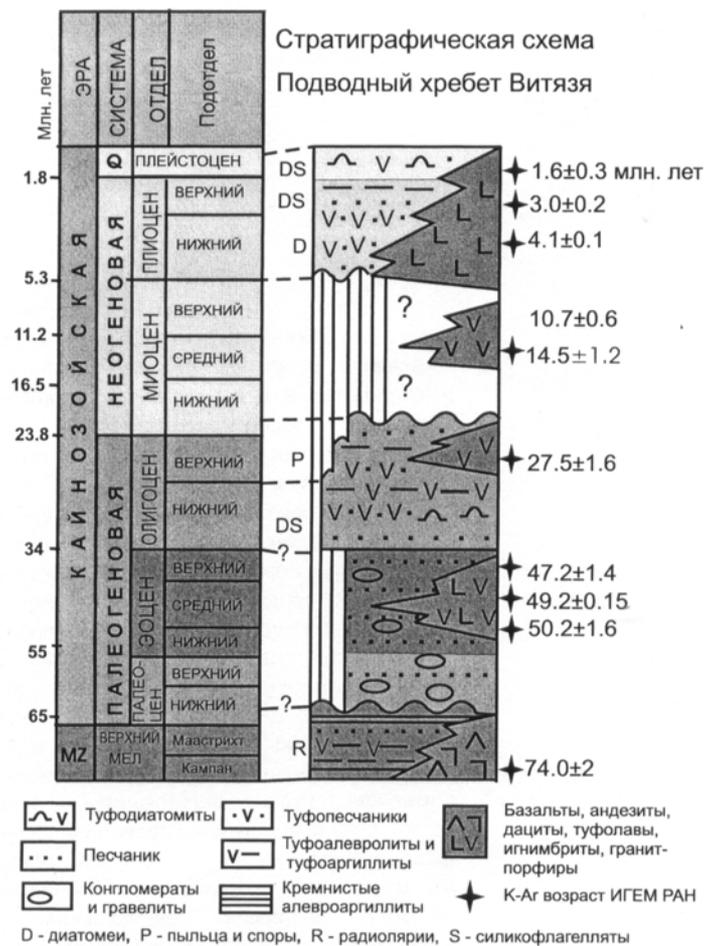
Слаболитифицированные породы кайнозойского чехла это смешанные вулканогенно-осадочные образования, осадочный материал которых представлен панцирями диатомей и небольшой примесью глинистого вещества. Нижнеолигоценовые отложения формировались преимущественно в шельфовых условиях. А их нахождение на глубинах 1900–2200 м указывает на значительное погружение хребта Витязя с олигоцена. В позднеолигоцен-раннемиоценовое время в районе южного плато осадконакопление происходило преимущественно в батиальных условиях. А на северном плато, в осадках которого установлен споро-пыльцевой комплекс, оно происходило в мелководных морских условиях вблизи побережий. В верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложениях преобладают океанические виды диатомей, что указывает на глубоководные условия отложения вмещающих осадков.

Все изученные магматические породы обладают многими общими геохимическими особенностями. Они относятся к образованиям известково-щелочной серии островных дуг, а плиоцен-плейстоценовые вулканогенные породы сходны с вулканитами фронтальной зоны Курило-Камчатской дуги. Последние характеризуются умеренными или повышенными концентрациями Rb (от 3,80 до 25,05 г/т) и Sr (266,59–739,06 г/т), а более щелочные позднеолигоценовые породы отличаются более высокими содержаниями Rb (от 29,9 до 153,84 г/т) и низкими Sr (151,23–572,94 г/т). Они характеризуются повышенными концентрациями легких редкоземельных элементов (LREE), слабо фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов (REE) и низкими отношениями La/Sm и La/Yb, нормированных к хондритовому стандарту, которые составляет в них 1,91–3,54 и 3,48–8,60 соответственно. Плиоцен-плейстоценовым вулканитам также свойственны слабо фракционированное распределение (REE), повышенные концентрации LREE и более низкие значения отношений La/Sm (0,82–2,23) и La/Yb (0,83–3,19).

Каждый из этих комплексов отражает этап развития подводного хребта Витязя и по времени совпадает с этапами развития в других частях зоны перехода континент-океан, что указывает на единство тектонических процессов, формирующих эту зону.

Полученные нами данные о широком развитии молодых плиоцен-плейстоценовым вулканитам вулканитов (4,3–1,6 млн лет) в пределах хребта Витязя принципиально меняет ранее существовавшие представление о нем как о невулканической дуге в общей системе Курило-Камчатская дуга – желоб.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект №06-05-96108), ДВО РАН (проекты №06-III-A-07-258, №06-III-A-07-270, интеграционные с СО РАН проекты №06-II-CO-07-027, №6.2) и ФЦП «Мировой океан».



1. Е.П. Леликов, И.Б. Цой, Емельянова Т.А. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешии» (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология (в печати).

Results of the geological research of the submarine Vityaz Ridge conducted out by POI FEB RAS and IO RAS during the Cruises 37 and 41 RV "Akademik M.A. Lavrentjev" at 2005, 2006 are presented. There were collected by dredging various rocks composed of basement and sedimentary cover within 3 studied areas.

М.В. Лучицкая¹, Г.Е. Бондаренко², С.М. Катков¹

(¹Геологический институт РАН, luchitskaya@ginras.ru;

²ОАО «Нефтяная компания «Роснефть», bondarenko@rusneftegaz.ru)

**Постколлизийные гранитоиды Алярмаутского поднятия
Западной Чукотки: особенности состава и возраст**

M.V. Luchitskaya¹, G.E. Bondarenko², S.M. Katkov¹

(¹Geological Institute RAS, Moscow; ²Oil Company “Rosneft”)

**Postcollision granitoids of Alarmaut Rise (West Chukotka):
peculiarities of the composition and the age**

Для коллизионных орогенов характерно два типа гранитов: высокоглиноземистые лейкограниты S-типа, состав которых близок к эвтектическому, и высококальциевые известково-щелочные граниты I-типа [1; 2]. Появление гранитов S-типа в коллизионной обстановке объясняют разогревом вследствие термальной релаксации в аномально утолщенной коре (70 км) [3; 4]. Происхождение магмы гранитов I-типа связывают с коровым анатексисом под воздействием горячей астеносферной мантии вследствие деляминации нижних частей литосферы в постколлизионных условиях [1]. В последнем случае имеют место процессы механического смешения магм разного состава (mingling), ассимиляции, фракционной кристаллизации [2]. Ниже рассмотрены гранитоиды Алярмаутского поднятия Западной Чукотки, имеющие черты сходства с гранитами I-типа, формирующимися в постколлизионной обстановке.

Алярмаутское поднятие расположено в западной части Анюйско-Чукотского складчатого пояса. Последний рассматривается как элемент позднемезозойского коллизионного орогена, возникшего в результате коллизии Евразии и Чукотского микроконтинента в раннемеловое время [5–7]. Ядро Алярмаутского поднятия сложено метаморфизованными до эпидот-амфиболитовой фации терригенными и карбонатными породами девона – нижнего карбона [8]. Крылья поднятия сложены менее метаморфизованными терригенными породами триаса. Палеозойские и триасовые отложения разделены пологой зоной интенсивных пластических деформаций мощностью около 150–200 м. Неоавтохтон представлен континентальными грубообломочными отложениями с прослоями туфов и лав кислого состава, залегающими с резким угловым несогласием на более древних, в различной степени метаморфизованных отложениях. Возраст игнимбритов неоавтохтона 94 ± 6 млн лет, риолитов – 94, 107, 112, 114 млн лет (альб – нижний сеноман), K-Ar метод [8].

Изученные Г.Е.Бондаренко [9] в западном крыле Алярмаутского поднятия структурные формы и парагенезисы позволяют выделить два основных этапа тектонических деформаций: 1) латеральное сжатие и крововообразование, 2) последующее латеральное растяжение, сбросообразование и вертикальное поднятие палеозойского метаморфического ядра.

Гранитоидные массивы и субвулканические тела, объединяемые в Алярмаутский батолит, приурочены к ядерной зоне Алярмаутского поднятия. Гранитоиды представлены гранитами, гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, гранодиорит- и плагиогранит-порфирами. Гранитоиды части массивов содержат включения пород более меланократового состава, обычно интерпретируемые как свидетельство процесса смешения магм основного и кислого состава.

Возраст гранитоидов определялся U-Pb методом по цирконам, изотопные измерения проводились на SHRIMP-RG в микроаналитическом центре Стэнфорд-USGS по стандартной методике. Цирконы представлены короткими и удлиненно-призматическими кристаллами с хорошо выраженной зональностью. Полученные датировки интерпретируются как возраста кристаллизации гранитоидов и располагаются в интервале $117,5 \pm 1,6$ – $112 \pm 1,3$ млн лет [10]. В ряде образцов в цирконах фиксируются более древние ядра с докембрийским или триас-позднеюрским возрастом.

Петрохимические характеристики и петрографический состав гранитоидов указывают на их сходство с гранитами I-типа. Содержания SiO_2 в гранитоидах находятся в интервале от 58,55 до 71,3%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношение колеблется в интервале от 0,76 до 1,9. Гранитоиды являются низкоглиноземистыми породами (индекс $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 1$) и по соотношению K_2O и SiO_2 принадлежат к известково-щелочной и высоко-калиевой известково-щелочной сериям. На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ [11] они попадают в поле нефракционированных гранитов I-, M- и S-типов. Применение дискриминантных диаграмм, разделяющих гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования показывает, что они попадают в поле постколлизийных гранитов [12].

Все гранитоиды имеют сильно фракционированные хондрит-нормализованные спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) с обогащением в легкой части спектра и обеднением в тяжелой ($\text{La}_n/\text{Ybn} = 7.85$ – 35.41), отмечается отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = 0.45$ – 0.82). Спектры РЗЭ меланократовых включений и вмещающих гранитоидов сходны, но для спектров включений характерна более глубокая отрицательная Eu-аномалия. Спайдерграммы гранитоидов характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th) и обеднением высокозарядными элементами (Nb, Ta, Ti, P).

Структурные данные и деформационная история Алярмаутского поднятия указывают на одновременность гранитоидного магматизма, регионального растяжения и воздымания метаморфического ядра. Сходная последовательность процессов установлена для гнейсового купола Киглиак, Аляска 105–90 млн лет [13, 14] и метаморфического комплекса Коолень, Восточная Чукотка [15].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 07-05-00255), ФЦНТП ведущие научные школы (НШ-9664.2006.5), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН №14.

1. *Sylvester P.J.* Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 29–44.
2. *Altunkaynak S.* Collision-driven slab breakoff magmatism in Northwestern Anatolia, Turkey // *J. Geology*. 2007. V. 115. P. 63–82.
3. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с. (Тр. ГИН РАН: Вып. 545).
4. *Patino Douce A.E., Humphreys E.D., Johnston A.D.* Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 97. P. 290–315.
5. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
6. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И.* Покровная тектоника Южно-Ануйской сuture (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 80–84.
7. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.W., Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. USGS Open-file report N 98-754. 1998. 125 p.
8. *Садовский А.И., Гельман М.Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Ануйско-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII.
9. *Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В.* Мезозойская тектоническая эволюция Аляутского поднятия // Бюлл. МОИП. 2003. Отд. Геол. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38.
10. *Катков С.М., Стрикленд, Миллер Э.Л., Торо Х.* О возрасте гранитных интрузий Ануйско-Чукотской складчатой системы // Докл. РАН. 2007. Т. № С.
11. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
12. *Pearce J.A.* Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. V. 19. N. 4. P. 120–125.
13. *Amato J.M., Wright J.E.* Potassic magmatism in the Kigluaik gneiss dome, northern Alaska: a geochemical study of arc magmatism in an extensional tectonic setting // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. N B4. P. 8065–8084.
14. *Amato J.M., Wright J.E., Gans P.B., Miller E.L.* Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // *Tectonics*. 1994. V. 13. N 3. P. 515–527.
15. Bering Strait Geologic Field Party. Koolen metamorphic complex. NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. 1997. V. 16. N 5. P. 713–729.

New data on composition and U-Pb SHRIMP zircon datings of Alarmaut Batholith granitoids, Alarmaut Rise, West Chukotka, are presented. Granitoids are similar to metaluminous I-type granites. Structural data and deformational history of Alarmaut Rise allow supposing that granitoid magmatism took place at the stage of regional extension in Early Cretaceous ($117,5 \pm 1,6$ – $112 \pm 1,3$) simultaneously with the exhumation of metamorphic core complex.

С.А. Меркурьев¹, Ч. Деметц²

¹СПбФИЗМИРАН, Санкт-Петербург, e-mail: sam@ns1480.spb.edu;

²Университет Висконсин-Мэдисон, Мэдисон, e-mail: chuck@geology.wisc.edu)

Детальная кинематика границы Северо-Американской – Евразийской плит за последние 20 млн лет на основе густой сети магнитометрических данных.

S.A. Merkuriev¹, C. DeMets

¹SPbF IZMIRAN, St. Petersburg,

²C. DeMets, University of Wisconsin - Madison, Madison)

Detailed kinematics of the North American-Eurasian plate boundary near the Iceland hotspot since 20 Ma from dense magnetic anomaly data

Современная система спрединга в Северной Атлантике, при которой оси магнитных аномалий ориентированы примерно параллельно хребту Рейкьянес (ХР), сформировалась примерно в эпоху аномалии 6с (~ 26 млн лет). В это время ось на хребте Эйгир угасла, спрединг зарождается на хребте Колбейнсей (ХК) и граница плит становится центрированной по отношению к стеблю Исландского плюма.

Со времени определения первых полюсов раскрытия Северной Атлантики на современном этапе раскрытия считалось, что положение полюса вращения Северо-Американской и Евразийской плит не менялось за последние 20 млн.лет, и что средняя скорость спрединга, определенная по хронам 5 и 6 практически не менялась и составляла 1,1–1,2 см/год [Pitman & Talwani, 1972]. Дальнейшие определения кинематических параметров раскрытия не изменили этих представлений [Lawver et al. 1990].

Основной характеристикой спрединга на современном этапе, обнаруженной уже в ходе первые исследования ХР в начале 70-х годов [Vogt, 1971; Vogt & Avery, 1974], является его косое разрастание, когда простираение магнитных аномалий (изохрон) не перпендикулярно направлению спрединга.

С целью изучения кинематики движения Северо-Американской и Евразийской плит и особенностей спрединга на современном этапе нами была исследована обширная область Исландского региона Северной Атлантики, включающего ХР, ХК и северную часть Срединно-Атлантического хребта (САХ) в районе зоны разломов Чарли-Гиббса (ЗР ЧГ). Исследования проведены на основе базы магнитометрических и батиметрических данных, куда вошли материалы оригинальных отечественных систематических морских магнитных съемок, а также другие доступные данные.

В результате проведенного детального геохронологического анализа аномального магнитного поля была проидентифицирована вся последовательность спрединговых магнитных аномалий на исследуемых хребтах от аномалии 6 (20 млн лет) до осевой аномалии.

Далее, были рассчитаны полюсы вращения Северо-Американской и Евразийской плит за последние 20 млн лет для каждого хрона, т.е. с дискретностью 1 млн лет. и на основании этих полюсов получены кинематические параметры раскрытия Северной Атлантики (см. таблицу).

Хрон	Возраст млн лет	Широта Град. (с.ш.)	Долгота Град. (в.д.)	Угол, град
1n	0.781	67.582	136.599	0.1975
2n	1.778	61.905	138.747	0.3828
2An.1	2.581	62.696	136.557	0.5498
2An.3	3.596	61.553	138.541	0.7566
3n.1	4.187	62.671	135.515	0.8774
3n.4	5.235	62.770	137.83	1.1138
3An.1	6.033	63.125	134.918	1.2515
3An.2	6.733	64.491	134.442	1.4333
4n.1	7.528	61.246	136.869	1.5508
4n.2	8.108	64.277	137.157	1.7785
4A	8.769	64.883	135.637	2.0531
5n.1	9.779	65.974	137.223	2.2624
5n.2	11.040	67.518	133.047	2.6118
5An.2	12.415	67.201	133.855	2.9883
5AC	13.734	66.892	132.917	3.3234
5AD	14.581	69.422	127.737	3.6814
5Cn.1	15.974	69.282	131.553	4.084
5D	17.235	68.786	129.891	4.3813
5E	18.056	70.157	129.117	4.7072
6ny	19.722	72.610	126.049	5.0884
6no	20.040	69.298	131.192	5.0733

Нахождение параметров вращения, обеспечивающих наилучшее совмещение осей разновозрастных линейных магнитных аномалий Евразийской и Северо-Американской плит, осуществлялось с использованием критерия Хэллингера [Hellinger, 1979] и всего было использовано более 7000 точек, задающих положение осей линейных магнитных аномалий.

Как известно, мантийные плюмы могут быть причиной зависящих от времени изменений геометрии центров спрединга. Поэтому, используя составленную карту изохрон, охватывающую обширный район к северу и югу от Исландии, и рассчитанные полюсы вращения с интервалом 1 млн, мы детально проанализировали изменения косости спрединга во времени и в пространстве на исследуемых хребтах. Проведено исследование изменения косости спрединга во времени и в пространстве. Показано, что наибольшая и практически не меняющаяся со временем косость спрединга (~35°) наблюдается на XP в северной части, примыкающей к Исландии. В южном сег-

менте ХР косость спрединга в целом постепенно увеличивалась во времени от ($\sim 5^\circ$) 20 млн лет назад до ($\sim 35^\circ$) 3–4 млн лет назад. На ХК и САХ в районе ЗРЧГ спрединг практически ортогональный оси хребта. Изменения косости спрединга во времени происходило таким образом, что на ХК она постепенно уменьшалась от ($\sim 20^\circ$), а последние 5–7 млн лет косость равна ($\sim 0^\circ$) и практически не меняется. На южной части ХР (56–59°с.ш.) косость спрединга наоборот увеличивалась от ($\sim 5^\circ$) до ($\sim 35^\circ$). В северной части ХР (56–59°с.ш.) косость спрединга за последние 20 млн лет практически не менялась. На САХ в районе ЗРЧГ спрединг был практически ортогонален последние 20 млн лет. Наконец, на ХК косость спрединга за последние 5 млн лет составляет ($\sim 5^\circ$).

Используя полученные конечные полюсы вращения, мы рассчитали направления и скорости спрединга для всех интервалов времени за последние 20 млн лет. Проведенный анализ во-первых, показал, что последние 5 млн лет, а возможно и 7,5 млн лет, движение плит было в высшей степени устойчивым что отразилось в постоянном положении полюса вращения и угловой скорости вращения которая не менялась за этот период более чем на 1%. Во-вторых, примерно 7,5 млн лет назад скорость резко изменилась на 20%, и это, возможно, сопровождалось вращением на 5–10° по часовой стрелке оси спрединга. Это кинематическое изменение совпадает с наблюдаемым изменением простираания осей линейных магнитных аномалий вдоль ХК и южной части ХР. Движение в период 20–8 млн лет, характеризовалось, по-видимому, устойчивым продвижением на юг полюса к его настоящему положению по отношению к тому положению, которое он занимал примерно 600 км к северу, но скорость спрединга менялась, но не более, чем на 5%

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 06-05-64297.

A large area of the Icelandic region of the North Atlantic has been studied, including the Reykjanes and Kolbeinsey ridges and the northern end of the Mid-Atlantic-Ridge near the Charlie-Gibbs transform fault. A detailed geohistorical analysis of the anomalous magnetic field has been carried out and complete series of seafloor spreading anomalies has been identified for anomaly 6 (20 Ma) through the axial anomaly (0 Ma). Eurasia-North America finite rotations have been calculated for each of 21 magnetic reversals younger than 20 Ma and used to construct the first precise history for the kinematics of seafloor spreading in the North Atlantic over the past 20 Myr. An analysis of magnetic lineation azimuths since 20 Ma shows that spreading obliquity has changed in time and with location in the region we studied. In addition, seafloor spreading rates and directions changed significantly at 7,5 Ma, coeval with an eastward relocation of the spreading axis in response to westward migration of the plate boundary relative to the plume center.

Е.Г. Мирлин

(Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва.
E-mail: egm@sgm.ru)

Проблемы геодинамики океанов в свете синергетики геосистем

E.G. Mirlin

(V.I. Vernadsky State Geological Museum RAS, Moscow)

The problem of the oceans geodynamic by the light of the synergetic of the geosystems

Как показано М.А. Садовским и его школой, реальная геологическая среда обладает блочно-иерархической структурой во всех пространственно-временных масштабах, нелинейна, энергетически активна, и по своим свойствам более похожа на систему «жидких сгустков», чем на земную твердь [1, 2]. Подтверждением справедливости данной концепции является установление того факта, что многие из изученных геологических и геофизических объектов принадлежат к фрактально организованным [3]. Многочисленные объекты такого рода выявлен в пределах ложа океанов и зон сочленения океан-континент. Изучение природных объектов с фрактальной геометрией является одной из составных частей синергетики – научного направления, ныне широко охватившего самые различные отрасли естественнонаучного знания. Неравновесная и нестабильная геологическая среда чрезвычайно чувствительна к внешнему воздействию, причем реакция ее на это воздействие, как и сама природа воздействия, может быть различной. С этих позиций рассмотрены и проанализированы разнообразные группы данных по строению океанского ложа, пассивных и активных окраин континентов; на этой основе сделан ряд выводов относительно геодинамики океанов:

1. На ряде примеров показано, что на основных стадиях формирования океанской литосферы: от континентальных рифтов к пассивным окраинам континентов и зонам спрединга на гребнях СОХ возникают масштабно-инвариантные, фрактально организованные структуры, которые ассоциируются с раздвигами в присутствии сдвиговой компоненты [4];

2. Проанализирована эволюция структурной геометрии глубоководных котловин Северной Атлантики, а также различных звеньев глобальной системы срединно-океанских хребтов (СОХ). Структурной эволюции океаногенеза свойственны две особенности: продвижение оси раздвиги и ее закручивание, причем угол закручивания меняется в весьма больших пределах. С учетом этого феномена и с использованием комплекса геолого-геофизических данных показано, что при океанообразовании в «твердых» оболочках Земли происходят вихревые движения и образуются масштабно инвариантные рифтовые и спрединговые системы с тенденцией к вихреобразному закручиванию оси раздвиги. Размеры этих систем меняются более чем на два порядка [5];

3. Показано, что некоторые из геодинамических феноменов, сопровождающих океаногенез: разноранговая сегментация срединно-океанских хребтов и пассивных окраин континентов, складчатые деформации осадочного чехла в их пределах, тектоническая расслоенность океанской литосферы обусловлены именно спецификой вихревых движений разного ранга. Движения данного типа ответственны также за возникновение сдвиговой компоненты на разных стадиях эволюции океанской литосферы, о которой сказано выше;

4. Проанализирована эволюция бассейнов с океанской корой в области сочленения Евразии с Тихим океаном; показано, что как окраинным, так и задуговым бассейнам свойственна тенденция вихреобразного раскрытия. Океаногенез в области сближения литосферных плит, как и в Северной Атлантике, где доминирует раздвиг, характеризуется четко выраженной неустойчивостью, характеристики которой изменяются в весьма значительных пространственно-временных интервалах. Это является дополнительным свидетельством нестабильности геосреды;

5. На основе анализа геолого-геофизических материалов в западном секторе Тихого и юго-восточном секторе Индийского океана в островодужных и внутриплитных обстановках выделены (совместно с Б.Д. Угловым) положительные и отрицательные морфоструктуры, среди которых особый интерес вызывают линейменты, имеющие в плане форму вихрей разного размера. Их возникновение связывается с присутствием вихревой составляющей конвективного потока, направленного от Тихого океана в сторону Евразии и Австралии [6];

6. Под углом зрения неравновесной и нестабильно геологической среды и с учетом данных о вихревых движениях, сопровождающих океаногенез, рассмотрена возможная природа спредингового и траппового магматизма. Разработана модель, согласно которой образование разномасштабных очагов плавления пород происходит в результате воздействий на среду, обусловленных спецификой пространственно-временных изменений геодинамической обстановки, свойственной движениям вихревого типа. Согласно разработанной модели тектоно-магматическая эволюция спрединговых зон характеризуется цикличностью (вулканотектонические фазы с преобладанием растяжения и сжатия), а наиболее благоприятными для образования трапповых провинций являются области наибольшего закручивания вихревых спрединговых систем и выступы континентальных окраин. Согласно модели природа изученных трапповых провинций связана с весьма интенсивными (с учетом свойств среды) вихревыми движениями, которые сопровождаются относительно узкими субвертикальными потоками, выносящими к поверхности вещество, обогащенное глубинной компонентой.

Один из основных выводов, следующих из синергетического подхода к проблемам геодинамики океанов, состоит в том, что практически все современные океанские котловины, т.е. не менее двух третей земной поверхности

сформировались под воздействием вихревых движений. Другими словами, в «твердых» оболочках Земли, как и в ее водной и воздушной оболочках, развиваются вихревые движения самого разного ранга: от совсем небольших вихрей с радиусом первые километры и менее до гигантских вихревых образований размером многие тысячи километров. При этом, разумеется, временные масштабы вихревых движений во внутренних оболочках несоизмеримы со временем существования вихрей во внешних оболочках планеты. Движения вихревого типа вполне вписываются в новую концепцию геосреды, и именно с ними связана природа многих геодинамических феноменов океанского ложа, а также зон сочленения океан-континент.

1. Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестник АН СССР. 1986. №8. С. 3–11.

2. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Физика Земли. 1989. №2. С. 3–12.

3. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.

4. Мирлин Е.Г. Фрактальное структурообразование на различных стадиях формирования океанской литосферы: предпосылки, примеры, проблемы // Океанология. 2005. Т. 45. №6. С. 1–12.

5. Мирлин Е.Г. Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках Земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. №4. С. 43–59.

6. Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Новые данные о структурной геометрии линейных элементов в западном секторе Тихого и юго-восточном секторе Индийского океанов // Доклады РАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 70–73.

The lithosphere to be non-linear dynamic system with dominant fractal structure formation. We argue that same fractal structures arise as results of the vortex motions which have similar nature with vortex of the hydrosphere and atmosphere. We inspect oceans geodynamic systems for occurrences of self-organization in lithosphere structures' formation.

Ю.В. Миронов

(Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, mironov@sgm.ru)

Пояса островных дуг в зоне сочленения Евразии с Тихим и Индийским океанами: особенности мантийно-корового субстрата, геохимии и эволюции магматизма

Yu. V. Mironov

(Vernadsky State Geological Museum, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Island arc belts in joining zone between Eurasia and Pacific and Indian Oceans: Some peculiarities of mantle-crust substrata, geochemistry, and magmatic evolution

Зона сочленения Евразии с Тихим и Индийским океанами – классический регион развития островодужного магматизма. Здесь выделяются внешний и внутренний Западно-Тихоокеанские пояса островных дуг и Зондский островодужный пояс, формирующийся над зоной субдукции со стороны Индийского океана. Эти пояса заложены на различных мантийно-коровых субстратах и вследствие этого имеют свои особенности не только в первичном составе магматических расплавов и характере их дифференциации, но и в эволюции магматизма.

Различия между островодужными поясами в мантийно-коровом субстрате фиксируются как по геофизическим данным, так и по соотношению долгоживущих изотопов Sr, Nd и Pb в вулканитах. Изотопную специфику поясов определяют конечные компоненты «мантийного тетраэдра»: деплетированная мантия (DM) и «обогащенные» компоненты (EM1 и EM2), которые характеризуют вещество нижней и верхней субконтинентальной литосферы [1]. Общим для всех поясов является компонент F, который образует смеси с соответствующими типоморфными компонентами. Этот компонент представляет характеристику известных внутритетраэдрных компонентов (FOZO, C, PREMA и др.), уточненную методами многомерной статистики [2, 3]. Для Зондского пояса характерно обогащение расплавов веществом континентальной коры (тип F+EM2). Вулканиты внутреннего Западно-Тихоокеанского пояса (Хонсю-Кюсю-Рюкю-Филиппины-Сулавеси-Хальмахера) отвечают по изотопному составу узкому диапазону смеси F+EM1. Во внешнем поясе преобладают энсиматические дуги. Основную дисперсию состава их вулканитов определяет смешение F и DM. При этом относительно высокая доля DM проявлена лишь к северу от Марианской дуги. Для всех энсиматических дуг характерна также устойчивая примесь некоего компонента, который по большинству изотопных характеристик близок к EM1, но отличается экстремально низкими значениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (за пределами «мантийного тетраэдра»). Аналогичную специфику имеют палеорифтовые базальты западной части Тихоокеанской плиты, а также породы Гавайев – крупнейших

островов в пределах той же плиты, с субдукцией которой связано формирование внешнего пояса островных дуг. Вулканиды отдельных сегментов внешнего пояса, которые заложены на древней континентальной коре (Новая Зеландия, Хонсю), отчетливо обогащены радиогенным ^{87}Sr (компоненты EM). В то же время в вулканических комплексах Камчатки, формирующихся на более молодой коре континентального типа, в силу длительного периода полураспада материнского радонуклида ^{87}Rb подобного обогащения не фиксируется, и по изотопному составу породы Камчатки аналогичны вулканидам прилегающих энсиматических дуг (тип F+DM).

Магмы, выплавленные из разных изотопных резервуаров, имеют ряд систематических различий как в первичном составе, так и в особенностях их дифференциации. При вовлечении в магмогенез вещества нижней субконтинентальной литосферы (EM1) и, в еще большей степени, континентальной коры (EM2) первичные расплавы обогащаются высоконеккогерентными элементами, а при плавлении деплетированной мантии – Mg, Sr и Ni. Однако различия между выплавками из разных резервуаров по этим элементам уменьшаются в процессе дифференциации расплавов. Характерной чертой дифференциации расплавов, поступающих из резервуара F, является интенсивное накопление Tb, Lu, Y.

Для всех островных дуг характерна общая тенденция к увеличению во времени щелочности пород и уменьшению роли водонасыщенных магм. Однако общий уровень и диапазон изменения щелочности определяются, прежде всего, типом мантийно-корового субстрата. Общая щелочность (в основном, за счет калия) в целом последовательно возрастает в ряду резервуаров: F+DM – F+EM1 – F+EM2. Исключение составляют породы Камчатки, которые в силу относительно молодого возраста субконтинентального субстрата по изотопному составу отвечают смеси F+DM, но по петрохимическому составу близки породам энсиалических дуг внутреннего пояса (тип F+EM1). В результате основными особенностями энсиматических дуг являются: 1) наличие и преобладание на ранних стадиях их развития низкощелочных дифференцированных комплексов (известковистый или бонинит-марианит-дацит-риолитовый ряд по [4]); 2) слабая (преимущественно базальт-андезитовая) степень дифференцированности комплексов нормальной щелочности; 3) практически полное отсутствие комплексов повышенной щелочности. В энсиалических дугах на всех стадиях развития преобладают комплексы нормальной и повышенной щелочности, а в случае вовлечения в магмогенез вещества континентальной коры на поздних стадиях могут формироваться также щелочные высококалиевые комплексы. Каких-либо следов низкощелочных дифференцированных серий на ранних стадиях эволюции энсиалических дуг не выявлено. Поэтому некоторые укоренившиеся выводы об общих тенденциях в эволюции островодужного магматизма, основанные на представлениях об энсиалических дугах как о более зрелой стадии развития энсиматических дуг [5, 6], вызывают сомнения. Важней-

шим фактором островодужного вулканизма, который определяет не только особенности первичного состава и дифференциации расплавов, но и некоторые черты эволюции магматизма в целом, является первичный состав мантийно-корового субстрата.

Первичные данные о составе вулканитов (более 12 тыс. анализов), в основном, заимствованы из базы данных GEOROC, размещенной в Интернете: (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>). Исследования выполнены в рамках программы Президиума РАН N17 "Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология".

1. *Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. P. 493–571.

2. *Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В., Пустовой А.А.* Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // *ДАН.* 2000. Т. 370. N2. С. 223–226.

3. *Mironov Yu.V., Rhyakhovskii V.M., Pustovoi A.A.* Sr-Nd-Pb Isotopic Zoning in the World Ocean and Mantle Plumes // *Geochemistry International.* 2000. Vol. 38. Suppl. 1. P. 20–27.

4. *Маракушев А.А.* Новый принцип систематики изверженных пород // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1989. №6. С. 3–27.

5. *Богатилов О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

6. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

Three island arc belts in joining zone between Eurasia and Pacific and Indian Oceans, forming on different mantle-crust substrata, have not only peculiarities of compositions and differentiation of melts but some features of the general magmatic evolution.

А.В. Моисеев

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: moartem@yandex.ru)

Изучение деформаций третичных отложений Западной Камчатки (Точилинский разрез) в контексте кайнозойской геодинамики Охотоморского региона

A.V. Moiseev

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Study of deformation of West Kamchatka tertiary sediments (Tochilinskiy measure) at context geodynamic of Okhotsk region in the Cenozoic

Детального исследования деформаций в данном районе ранее не проводилось. Интерес к изучению геологии Западной Камчатки обусловлен, потенциальной нефтегазоносностью района.

Третичные отложения в Тигильской районе (Западная Камчатка) перекрывают мезозойские и раннекайнозойские отложения с угловым несогласием [1]. Палеоген-неогеновые осадки объединяются в Точилинский разрез и участвуют в строении Точилинской антиклинали, имеющей СВ простирание.

Характеристика деформаций, приводимая ниже, условно поделена на участки. Участок №1 характеризует ядро и СВ крыло Точилинской антиклинали. Участки 2 и 3 описывают ЮЗ крыло антиклинали. В участок 3 входят данные, набранные вдоль бортов реки Гакх. Вместе участки составляют непрерывную линию наблюдений, вдоль береговых обнажений восточного побережья Охотского моря, общей протяженностью около 38км.

Участок № 1. Эоцен-олигоценые осадки (снатольская свита) слагают ядро Точилинской антиклинали. Снатольская толща согласно перекрыта ковачинской толщей олигоценового возраста.

В пределах СВ крыла антиклинали, на одном гипсометрическом уровне, чередуются небольшие по мощности выходы пород ковачинской и снатольской свит. Такое чередование образованно системой сбросов. В целом ковачинская и снатольская толщи слабо деформированы. В плоскости снатольских песчаников, был отмечен левосторонний сдвиг, субпараллельный восточному обрамлению Охотского моря (рис., б).

Верхнеолигоценые породы (гакхинская свита), характеризуются ЮВ падением, ось складки имеет ЮВ склонение. Такое соотношение элементов указывает на существование двух осей сжатия, СВ-ЮЗ и ЮВ-СЗ направлений.

Участок №2. В данном участке гакхинской толща, надвинута на породы ковачинской толщи. Гакхинская толща смята в асимметричные опрокинутые складки, с широким развитием хрупких деформаций. Распределение шарниров складок разбивается на две четкие группы. Одна группа шарниров характеризуется ССЗ склонением, вторая С.

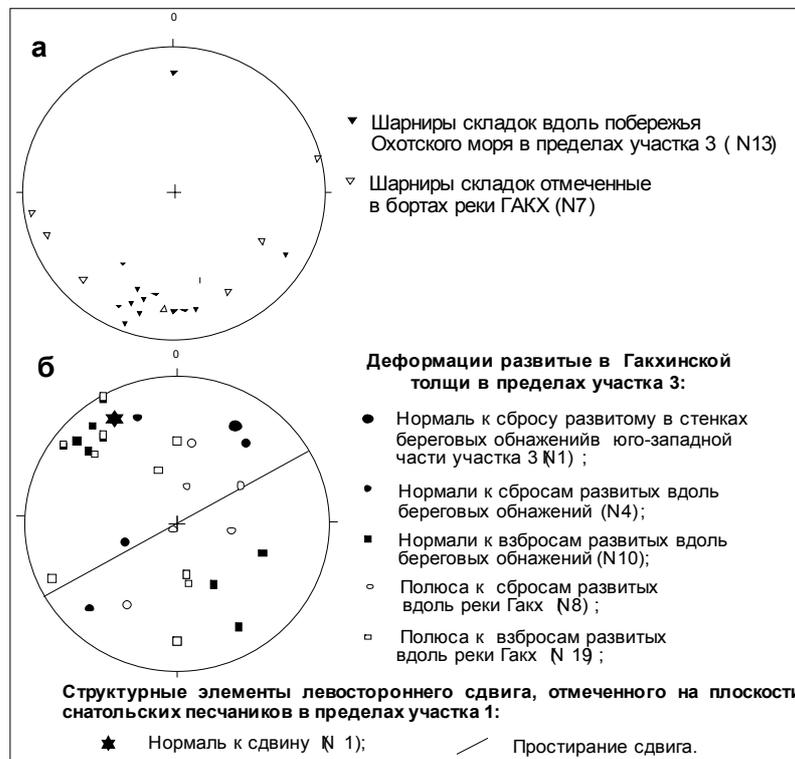


Рис. Данные структурно-кинематического анализа третичных толщ Тигильского района (Западная Камчатка). А, Б – стереограммы. Все элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на верхнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа.

Ориентировка структур указывает на существование двух осей сжатия, ЗСЗ-ВЮВ и ЗВ направлений.

Участок 3. В данном участке породы смяты в сопряженные складки, где отложения гакхинской и аманинской свит, выходят в ядрах синклиналиных и антиклиналиных перегибов соответственно. Можно выделить две группы шарниров. Первая группа шарниров имеет ССВ склонение и образовано в результате ЗСЗ – ВЮВ направления сжатия. Вторая группа характеризуется СЗ склонением, и образована в результате сил направленных в СВ–ЮЗ направлении (рис., а). Подобное распределение структурных элементов наблюдается и в гакхинской толще вдоль бортов реки Гакх, где осадки смяты в напряженные складки, вплоть до изоклиналиных.

Наряду, со структурами, сформированными в компрессионных полях, в пределах данного участка выделяется структура, указывающая на существование зон растяжения. В ЮЗ части участка 3, гакхинская и аманинская толщи контактируют по мощному сбросу СВ падения. (см. рис., б). Все разломы сбросовой кинематики, вдоль долины реки Гакх, ложатся на дугу большого круга ориентированной в СВ – ЮЗ румбах, что может говорить о развитии сил растяжения направленной в СВ – ЮЗ румбах (см. рис., б).

Породы неогенового возраста слабо деформированы и согласно перекрывают породы палеогенового возраста.

Возраст последнего структурообразующего этапа оценен как допозднемиоценовый, по резкому несогласию в подошве верхнемиоценовых отложений (ильинская свита).

Выводы. Структурный анализ, проведенный вдоль всей изучаемой территории, указывает на существование двух этапов сжатия. Первый – ЗСЗ-ВЮВ сжатия (см. рис., а), в поле которого образовывались региональные структуры (Точилинская антиклиналь). Второй этап СВ-ЮЗ, в поле которого образовывались структуры растяжения (см. рис., б) и сжатия (см. рис., а). Вследствие проявления второго этапа, оказываются, пространственно близко совмещены зоны высоких напряжений (вплоть до изоклиналиных складок) и зоны растяжения.

Деформирующие силы второго этапа ориентированы субпараллельно простиранию сдвига (см. рис., б), что указывает на возможность, их проявлений в поле левосдвигового смещения.

Возникновение крупного левостороннего сдвига, может быть объяснено гипотезой образования Охотского моря как задугового бассейна, раскрытие которого произошло в результате откола в кайнозой края Евроазиатской окраины и его миграции в ЮВ направлении. [2].

Финансовая поддержка исследований осуществлялась за счет Гранта ведущих научных школ НШ-9664.2006.5, и Гранта молодых ученых ГИН РАН.

1. *Соловьев А.В.* Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое* / Коллектив авторов. М.: Научный мир, 2005.

2. *Hourigan J.H.* Mesozoic-Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the Northeast Russian margin // Unpublished Ph.D. thesis. Stanford University. 2003.

Structures data of West Kamchatka deformation tertiary sediments shows existence of two deformation stages. One of them was formed as a result of left-hand slide. Stretch of slide is drawn parallel to the Sea of Okhotsk's coastline. Existence this slide conform to supposition that Sea of Okhotsk is back-arc basin, formed as a result of back-arc extension [2].

Д.М. Печерский

(Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, e-mail: diamar1@front.ru)

Геомагнитное поле и суперплюмы

D.M. Pechersky

(Institute of Earth Physics, Russian Academia of Sciences, Moscow)

The Geomagnetic field and superplumes

В докладе обобщены данные о поведении амплитуды вариаций направления и частоты инверсий геомагнитного поля за последние 350 миллионов лет и их взаимосвязи с нижнемантийными плюмами. Основное внимание уделено интервалам времени близ границ геологических эр, как главным этапам в геологической истории Земли.

Вариации направления геомагнитного поля. Суммарная амплитуда вариаций направления геомагнитного поля определяется по угловому стандартному отклонению $S=81/K^{1/2}$, где K – кучность направлений индивидуальных векторов. Для анализа поведения S использована База палеомагнитных данных GPMDB-2005.

Для определения древних координат точек палеомагнитных наблюдений использованы карты палеотектонических реконструкций и пути кажущегося движения полюса по программе ODS Plate tectonic reconstruction service и по [1–3]. Для каждого определения измерено расстояние по дуге большого круга до центров мировых магнитных аномалий (ММА), эпицентров современных плюмов, траппов Декана, базальтов Северо-Атлантической провинции, траппов Сибири.

Для S_p характерно бимодальное распределение, оно связано с двумя причинами: 1) *глобальная* – первая мода S_p существует все время и не зависит от расстояния до эпицентров плюмов; 2) *местная* – вторая более высокая мода S_p существует только на относительно небольших расстояниях от эпицентров плюмов, и с удалением от эпицентров плюмов она исчезает, что четко фиксируют средние значения S_p (рис.). При приближении к современным ММА наблюдается подобная картина роста S_p (рис.), а время жизни мировых аномалий менее 20 тысяч лет [4]. Логично предположить тесную связь источников ММА и плюмообразования и кратковременности тех и других. С другой стороны, активная деятельность многих плюмов охватывает примерно 100 млн лет [4, 5]. Последнее можно объяснить тем, что возмущение на границе ядра и мантии, приводящее к росту S_p и образованию плюма, в дальнейшем быстро затухает в ядре, но «очаг» в основании мантии может существовать сотню миллионов лет.

«Отставание» магматизма на поверхности Земли от возбужденного состояния ядра, вызвавшего повышение S_p и плюмообразование, составляет 20–50 млн [4–6].

Если рассмотреть центры современных ММА, эпицентры ряда современных и палеогеновых плюмов, то оказывается, что ряд из них совпадают

или очень близки друг к другу; ряд разбросаны далеко друг от друга. Т.е. часть плюмов поднимались строго вертикально. Другие – смещались [7]. Длительное существование плюмов не означает непрерывную их активность, скорее это серия кратковременных вспышек активности в одной области границы ядра и мантии.

Таким образом, единая тенденция к росту S_p по мере приближения к эпицентрам нижнемантийных плюмов и ММА, есть **результат местного возбуждения в верхней части жидкого ядра;**

Геомагнитная полярность и частота геомагнитных инверсий. Судя по шкале геомагнитной полярности [8], такие события как максимальные изменения биоты (границы эр), максимальная магматическая плюмовая активность никак не отмечены в особенностях геомагнитного поля, времена плюмообразования попадают на интервалы самых разных частот геомагнитных инверсий вплоть до полного их отсутствия. Это свидетельствует об отсутствии связи между процессами формирования геомагнитных инверсий и плюмов. Это говорит о **разных источниках ММА, S_p и плюмов, с одной стороны, и инверсий поля, с другой стороны.** Если первые приурочены к границе ядра и мантии, то вторые – к границе жидкого и твердого ядра.

1. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: изд. ОИФЗ РАН, 1995. 296 с.

2. Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: from Rodinia to Pangea // Earth-Science Reviews. 1998. V. 43. P. 1–24.

3. Torsvik T.H., Van der Voo R. Refining Gondwana and Pangea palaeogeography: estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields // Geophys. J. Int. 2002. V. 151. P. 771–794.

4. Печерский Д.М. Мировые магнитные аномалии и амплитуда вековых вариаций направления геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т. 40. С. 128–133.

5. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in Earth's mantle // Earth and PLANET. Sci. Lett. 2003. V. 205. P. 295–308.

6. Pechersky D.M. Geomagnetic field near Paleozoic-Mesozoic boundary and Siberian superplum // Russian J. Earth Sci., 2006. <http://rjes.wdcb.ru>

7. Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing mantle plumes in the geological record // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2003. V. 31. P. 469–523.

8. A Geological Time Scale / Ed. F.M.Gradstein et al. Cambridge Univ. Press, 2004. 589 p.

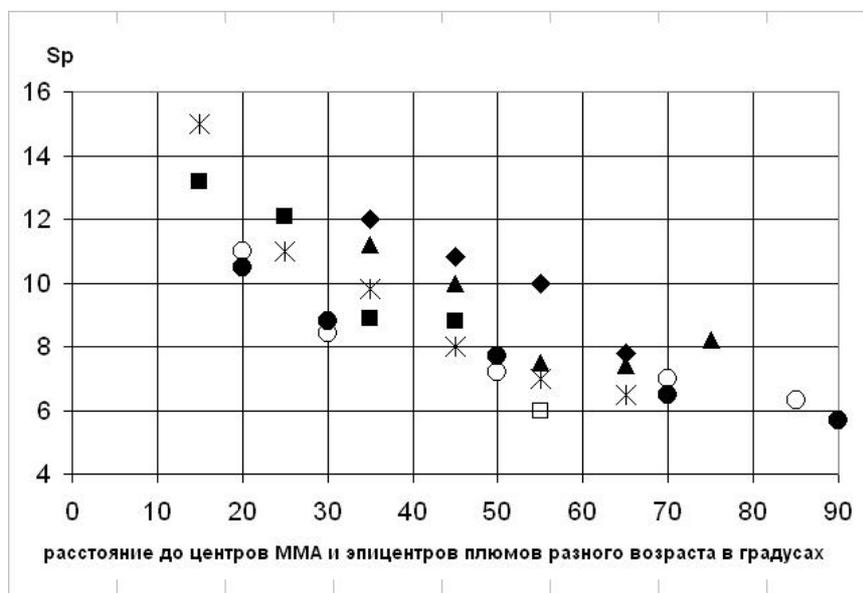


Рис. Распределение S_p в зависимости от расстояния до центров современных ММА и эпицентров плюмов, в градусах дуги большого круга: снежинка – ММА; черный квадрат – современные плюмы, возраст палеомагнитной записи 45–40 Ма; черный ромб – Гренландский плюм, возраст записи 73–82 Ма; черный треугольник – Деканский плюм, возраст записи 95–110 Ма; полый кружок – Сибирский плюм, возраст записи 270–285 Ма; черный кружок – Сибирский плюм, возраст записи 290–300 Ма. Средние значения S_p по десятиградусным интервалам.

Data about amplitude of a geomagnetic field direction variations and reversal frequency for the last 350 million years are generalized. As a result identical tendency to growth of amplitude of geomagnetic field direction variations with approaching to epicenters of plumes and global magnetic anomalies is visible. At the same time there is no connection between plumes generation and geomagnetic reversals frequency.

В.Я. Подгорный¹, Г.З. Гильманова²

(¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, ДВО РАН, Хабаровск, Россия; e-mail: podgorny@itig.as.khb.ru; ²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, г. Владивосток, Россия. E-mail: gigulya@yandex.ru)

Плотностная структура литосферы зоны коллизии

о. Тайвань по результатам гравитационного моделирования

V.Ya. Podgorny¹, G.Z. Gilmanova²

(¹Yu.A. Rjygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, Russia;

²V.I. Ilyichev Pacific Oceanological Institute FEB RA, Vladivostok, Russia)

Density structure of the Taiwan collision zone lithosphere based on the results of gravitational modeling

Взаимодействие Евразийской континентальной и Филиппинской океанской плит сформировали в северо-западном углу Филиппинского моря сложный в тектоническом отношении район, известный как Тайваньская зона коллизии. Впервые предпринята попытка построить объемные двухслойную и трехслойную плотностные модели этой зоны коллизии в виде схематических карт распределения плотности в астеносфере, литосфере, литосферной мантии, и в земной коре на основе двумерного гравитационного моделирования, выполненного вдоль четырех профилей.

Двухслойная модель: литосферная толща, расположенная на астеносфере. На большей части исследуемой площади плотность астеносферы близка средним ее значениям – 3,25 г/см³. Минимальная плотность (3,24 г/см³) астеносферы установлена под примыкающей к острову Тайвань с ЮВ частью Южно-Китайского моря, а максимальная (до 3,27 г/см³) – под островной системой Рюкю. Повышенная плотность астеносферной мантии (3,26 г/см³) в виде широкой полосы огибает контур СЗ угла Филиппинской плиты, включая в себя северное окончание островной вулканической дуги Лусон, восточную и СВ часть о. Тайвань и островодужную систему Рюкю.

Самой высокой плотностью характеризуется океаническая литосфера – 3,24–3,25 г/см³ (бассейн Хуатанг) и, около 3,30 г/см³ (Западно-Филиппинская котловина), а наименьшей – литосфера Восточно-Китайского моря (около 2,96 г/см³). Литосфера Южно-Китайского моря выделяется плотностью равной 3,15 г/см³. Плотность остального литосферного пространства, включающего дугу Рюкю, Тайваньский пролив, о. Тайвань и Манильский аккреционный клин варьирует, преимущественно, в пределах 3,07–3,10 г/см³.

Трехслойная модель: земная кора и литосферная мантия, расположенные на астеносфере (астеносферная среда охарактеризована в двухслойной модели). Плотность мантийной и коровой толщ этой модели значительно контрастнее, чем плотность литосферной толщи предыдущей модели. В литосферной мантии выявлены следующие закономерности распределения плотности. Самая низкая плотность (3,20 г/см³) определена для узкой полосы, шириною около 30 км, пересекающей о. Тайвань вдоль его простираения,

конформно тектоническому шву Продольная Долина. На СВ эта часть мантии имеет продолжение под трогом Окинава вдоль южной границы с возрастанием плотности до $3,26 \text{ г/см}^3$ и, далее, до $3,33 \text{ г/см}^3$. Под северной частью трогом плотность литосферной мантии $3,27\text{--}3,33 \text{ г/см}^3$. Такой же небольшой плотностью ($3,30\text{--}3,33 \text{ г/см}^3$) обладает и мантия под корой Тайваньского пролива. Таким образом, остров "окаймляется" ("охватывается") со стороны континента литосферной мантией плотностью $3,27\text{--}3,33 \text{ г/см}^3$. Самая большая плотность ($3,39\text{--}3,49 \text{ г/см}^3$) определена под о. Тайвань и в углу между островом и желобом Рюкю. На остальной площади исследуемого региона преобладает литосферная мантия с плотностью $3,35\text{--}3,36 \text{ г/см}^3$.

Земная кора обладает повышенной плотностной дифференциацией и контрастностью. Редкая сеть плотностных моделей затрудняет уверенную корреляцию неоднородностей между ними. Сами неоднородности хорошо коррелируют с известными тектоническими структурами и их геологическими особенностями. Максимальной контрастностью характеризуется океаническая кора ($2,60\text{--}3,05 \text{ г/см}^3$), а наименьшей – кора Тайваньского пролива ($2,76\text{--}2,78 \text{ г/см}^3$) и Восточно-Китайского моря ($2,69\text{--}2,73 \text{ г/см}^3$). Плотность коры острова возрастает с СЗ на ЮВ от $2,74$ до $2,86 \text{ г/см}^3$. Наибольшей плотности отвечает кора метаморфического комплекса Тананао, слагающего Центральный хребет, и северного окончания островной дуги Лусон, прилегающей к тектоническому шву Продольная Долина, который является граничной структурой между океанической и континентальной литосферой.

Авторы полагают, что использование полученного материала даст положительный импульс в концептуальных геотектонических построениях глубинной структуры Тайваньской зоны коллизии.

Based on the previous gravity modeling of the lithosphere of the area along four profiles, it was attempted first to develop density model of the Taiwan collision zone as sketch-maps of density distribution in the asthenosphere, lithosphere, lithosphere's mantle and the earth's crust.

Ю.Н. Разницын

(Геологический институт РАН, e-mail: raznitsin@ginras.ru)

Субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики

Yu.N. Raznitsin

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Submeridional compression of the Atlantic lithosphere

Прогресс в накоплении геолого-геофизической информации о строении дна Атлантического океана привел к выделению ряда фактов, несогласующихся с плиттектонической моделью. Важное место среди них занимают данные о существенной роли субмеридионального сжатия в процессе эволюции Атлантики.

Фиксация многочисленных наклонных рефлекторов внутри океанической коры кардинально изменила привычный горизонтально-слоистый имидж верхней части океанической литосферы. Наметившаяся к концу 80-х годов прошлого столетия тенденция к интерпретации таких рефлекторов в качестве тектонических нарушений в настоящее время приобрела главенствующие позиции, о чем свидетельствует каждая новая работа по многоканальному сейсмопрофилированию. Надвиги, плоскости которых наклонены преимущественно в южном направлении, установлены в Северо-Американской, Канарской, Бразильской, Ангольской котловинах и в котловине Сьерра-Леоне [1]. Исходя из соотношений структур коры и осадочного чехла и из данных глубоководного бурения, становление надвигов происходило в позднеюрское-раннемеловое время.

Субмеридиональное сжатие на рубеже 10 млн лет отчетливо проявлено в зонах крупнейших трансформных разломов Вима, Сан-Паулу и Романш. Так, в пределах южного поперечного хребта разлома Вима обнаружено ненарушенное, хотя и сокращенное по мощности, сечение океанической литосферы (снизу вверх): ультрамафиты, габбро, дайковый комплекс и базальты [2]. При этом верхнемантийные и коровые образования слагают пакет тектонических пластин, полого наклоненный на юг [3] (рис. 1). Возраст формирования чешуйчато-надвиговой структуры (8–10 млн лет) устанавливается по абсолютным возрастам амфиболитов в подошвах тектонических пластин габброидов и ультрамафитов. Движение масс при этом происходило в юга на север, параллельно оси Срединно-Атлантического хребта. Рассматриваемые надвиговые дислокации ни коим образом не связаны со спредингом, а их причину, по-видимому, следует искать не только в геодинамике зон трансформных разломов, но и вне областей современного Атлантического океана. Одной из таких областей, где предмессинские движения и связанные с ними деформации сжатия проявлены весьма отчетливо, является западная часть Средиземноморья. Деформации этой области обусловлены дрейфом Африканского континента на север и раздавливанием обширной области, располагавшейся вдоль северной окраины африканского шельфа.

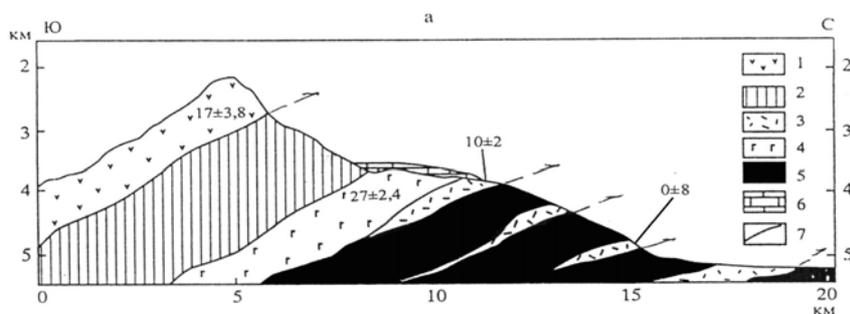


Рис. 2. Схематический геологический профиль южного поперечного хребта разлома Вима

1 – базальты; 2 – дайковый комплекс; 3 – амфиболиты; 4 – габбро; 5 – ультрамафиты; 6 – известняки (поздний миоцен); 7 – надвиги. Цифры – абсолютные возраста пород (млн лет).

Целый ряд признаков указывает на то, что субмеридиональное сжатие литосферы Центральной Атлантики имеет место и на современном этапе. Об этом свидетельствуют пликативные дислокации осадочного чехла некоторых глубоководных котловин, проявленные только на субмеридиональных сейсмопрофилях, конвергенция пассивных частей трансформных разломов к востоку от Срединно-Атлантического хребта, между 15° и 7° с.ш., субмеридиональная ориентация движения в зонах субдукции в желобе Пуэрто-Рико и в северном обрамлении моря Скоша. Уверенность в существовании субмеридиональной компоненты движения также вселяют данные наблюдений GPS и VLBI на прилегающих континентах [4].

Таким образом, субмеридиональное горизонтальное сжатие литосферы Атлантики проявляло себя на протяжении всей истории ее раскрытия, начиная с мезозоя и заканчивая современным этапом. Вышеперечисленный набор фактов позволяет достаточно уверенно говорить о наличии явления, необъяснимого в рамках плейтктонической модели.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты РФФИ 07-05-00246 и 06-05-64152а; Минобрнауки РФ, гранта ведущих научных школ НШ- 9664.2006.5).

1. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов // Тр. ГИН РАН. Вып. 560. М.: Наука, 2004. 270 с.

2. Auzende J.-M., Bideau D., Bonatti E., Cannat M., Honnorez J., Lagabrielle Y., Malavieille J., Mamaloucas-Frangoulis V., Mevel C. Direct observation of a section through slow spreading crust // Nature. 1989. Vol. 337. P. 726–729.

3. Разницын Ю.Н. Строение и геодинамика южного поперечного хребта зоны разлома Вима в Центральной Атлантике // Геотектоника. 2001. № 3. С. 80–87.

4. *Соколов С.Ю., Соколов Н.С., Дмитриев Л.А.* Геодинамическое районирование литосферы Атлантического океана: методика применения кластерного анализа и зональность по геофизическим данным // Russian Journal of Earth Sciences. 2007, in press.

Northward horizontal compression of Atlantic ocean lithosphere has been occurring during all history of its opening, beginning from Mesozoic till modern period. Mentioned above fact system allows to figure out the phenomena, unexplainable within the plate tectonic limitations.

**А.П. Седов, Г.И. Казакевич, В.В. Матвеевков,
Л.П. Волокитина, С.В. Лукьянов, В.А. Рашидов**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Институт вулканологии
и сейсмологии ДВО РАН)

**Возможный механизм образования вулканических цепей
Французской Полинезии**

**A.P. Sedov, G.I. Kazakevich, V.V. Matveenkov, L.P. Volokitina,
S.V. Lukjanov, V.A. Rashidov**

(Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow; Institute of Volcanology
and Sismology, DVO Russian Academy of Sciences, Petropavlosk-Kamchatsky)

**Probable mechanism of formation French Polynesia volcanic
seamounts chains**

Большая часть вулканической активности на океаническом дне непосредственно связана с границами плит. В пределах котловин открытой части океанов развит внутриплитовый вулканизм, не связанный с процессами на границах плит. Он создал огромное количество подводных и надводных вулканов, образующих различные провинции. Среди этих провинций часто встречаются цепи подводных и надводных вулканов различной длины и простирания. Возраст вулканизма в таких цепях более или менее закономерно увеличивается по мере удаления от основного вулканического очага. В настоящее время установлено, что отклонения от указанной закономерности отмечаются во многих цепях подводных и надводных вулканов. Одним из таких районов является Южная котловина в юго-западной части Тихого океана и, в частности, Французская Полинезия.

Рассматриваемый нами регион занимает практически весь Полинезийский свод примерно между 15–30° ю.ш. и 160–130° з.д. В отношении происхождения всех расположенных здесь вулканических структур, кроме островов Туамоту, существует мнение, что они произошли от «горячих точек». Продолжительность вулканической деятельности здесь превышает 40 млн лет. Современный вулканизм наблюдается в группе о-вов Общества, в районах п.г. Макдоналд и о-ва Питкэрн. Поэтому в данном регионе сейчас предполагается наличие трех «горячих точек». Детальные возрастные определения, позволили допустить существование на всей территории Французской Полинезии шести «горячих точек», если учитывать как древние, ныне не функционирующие, так и современные активные.

Все рассматриваемые вулканические структуры расположены в зоне Южно-Тихоокеанской Изотопной и Термической Аномалии (ЮТИТА). Эта аномальная зона, возвышающаяся над окружающими котловинами примерно на 1,5 км, занимает пространство под всеми островами Французской Полинезии. Глубины дна здесь существенно меньше тех, которые обусловлены нормальным погружением остывающей литосферы, скорости прохождения

продольных сейсмических волн ниже, чем в других регионах Тихого океана; также выявлены отрицательная гравитационная аномалия в свободном воздухе, пониженная мощность литосферы 70 км по сравнению со 125 км в северной части Тихого океана и высокая вулканическая активность. Перечисленные особенности, скорее всего, являются следствием избыточного прогрева верхней мантии. Существует аномальная зона около 120 млн лет.

Известно, внутриплитовый вулканизм может проявляться в тех случаях, когда возникающие в литосфере глубокие трещины достигают верхних слоев астеносферы. В результате падения литостатического давления происходит активное плавление астеносферного вещества и выдавливание расплавов на поверхность дна с образованием вулканических конусов. Внутриплитные движения и деформации, которые фактически осреднялись при глобальном анализе геологических процессов, теперь становятся основными объектами исследований. Рассмотрим механизм, объясняющий не только интенсивный внутриплитовый вулканизм в районе Французской Полинезии, но и цепочное распределение вулканов и «неправильное» с точки зрения гипотезы «горячих точек» распределение возраста внутри некоторых из них. Будем рассматривать Полинезийский свод как следствие надвигания ровной литосферной плиты на существующую разогретую мантийную неоднородность. Этот процесс вызовет подплавление литосферы снизу и в связи с этим – увеличение «плавучести», что приведет к относительному увеличению гипсометрического уровня надвигающегося участка над окружающим дном.

Рассмотрены некоторые возможные варианты возникновения трещин в литосферной плите в зависимости от ширины свода, обусловленного мантийной неоднородностью. Приведены примеры движения плиты через мантийную неоднородность при подъеме и спуске, а также распределение и развитие трещин. Образование генетически единой системы «разломы – вулканы – цепочки вулканов» может происходить двояко. При формировании разломов по направлению движения плиты подводящие каналы будут локализованы вдоль границы поднятия. Если сформируется цепь подводных вулканов и вулканических островов то, по мере движения плиты, их возраст будет более или менее закономерно увеличиваться. Во втором случае вулканы могут быть связаны с системой трещин, расположенной под углом к направлению движения плиты. Они могут возникнуть или при подъеме на мантийную неоднородность или спуске с нее. Тогда возможно соседствующие вулканы будут иметь одинаковый возраст.

Предложенный механизм образования внутриплитовых вулканических цепей достаточно хорошо объясняет образование таких структур. Его можно рассматривать как локальный вариант «мембранной тектоники», связанный с накоплением дополнительных напряжений в литосферной плите при ее подъеме на мантийную неоднородность. Формирование последовательности «разломы – вулканы – цепочки вулканов» может быть двух типов.

Первый обусловлен возникновением трещин вдоль направления движения плиты и приурочен к границе поднятия – мантийной неоднородности. Возраст вулканов вдоль цепи, если она сформируется по мере движения плиты, может быть более или менее закономерным. Второй тип образован трещинами, расположенными приблизительно ортогонально к направлению движения плиты. Они могут возникнуть во фронтальной или в тыловой зоне поднятия. Здесь также будет наблюдаться цепочное расположение вулканов, но в этих цепях будет трудно ожидать закономерного распределения возраста.

The probable mechanism of interplate chains of submarine volcanoes and volcanic islands have formed to the alternative hypotheses of “hot spot.” It’s connected with the additional tension appeared during tracking horizontal motion of the lithosphere plate upward to inhomogeneous mantle and down. This mechanism may us explain any facts about French Polynesia volcanic chains.

Н.И. Селивёрстов

(Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, selni@kscnet.ru)

Гидроконвекционная гипотеза островодужного магматизма

N.I. Seliverstov

(Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

Hydroconvectational Hypothesis of the Island Arc Magmatism

В современных представлениях о геодинамике зон субдукции первостепенная роль в механизме генерации островодужных магм и проявлений островодужного магматизма отводится водному флюиду, выделяющемуся при дегидратации погружающейся литосферной плиты. В работе [6] эти представления разработаны применительно к камчатской зоне субдукции с привлечением гипотезы глубинной гидратации океанской литосферы [3, 4]. При этом показано, что аномальные отклонения в геодинамике и проявлениях современного вулканизма в северном секторе Курило-Камчатской островной дуги (выползаживание и малая протяженность сейсмофокальной зоны, смещение к западу современного вулканического пояса и гравитационных экстремальных зон, гигантские размеры вулканов Северной группы и др.) могут быть связаны с повышенным содержанием связанной воды в северном блоке Тихоокеанской плиты, погружающимся под Камчатский залив, и, соответственно, повышенным содержанием растворенного водного флюида в глубинных магматических очагах под Ключевской группой вулканов. В этой же работе для объяснения различий в проявлении кальдерообразующих процессов на севере и юге вулканического пояса Камчатки в качестве рабочей гипотезы были изложены представления о гидроконвекционных магматических системах. Эта гипотеза и является предметом данного сообщения.

Известно [1], что предельное содержание воды, растворённой в магме при поверхностных условиях, крайне незначительно (доли процента). Однако с ростом глубины и давления картина существенно меняется. На глубинах порядка 30 км и температурах 1100–1200°C насыщение андезитовых и базальтовых магм достигается уже при содержании воды более 10 массовых %, и с дальнейшим увеличением глубины эта тенденция сохраняется.

Согласно экспериментальным данным, с ростом давления возрастает также растворимость порообразующих минералов в водном флюиде, которая при мантийных параметрах приближается к растворимости легкорастворимых солей в комнатных условиях. При этом ожидается, что на глубинах 100–120 км (давление 30–40 · 10⁸ Па) будет иметь место постепенный переход между водно-силикатными флюидами и гидратированными силикатными расплавами [5]. Возможно, что зона островодужного магнообразования и есть та область, где исчезает грань между водно-силикатным раствором и магматическим расплавом, и водный флюид, высвобождающийся при дегидратации погружающейся литосферной плиты, способен превра-

щаться в магматический расплав при растворении достаточно большого количества силикатных минералов из погружающейся плиты, астеносферы и мантийных пород нависающей литосферной плиты.

Поднимаясь к подошве литосферы, магматический раствор-расплав накапливается в глубинных «астеносферных» очагах. Дальнейшее продвижение магмы вверх связано с проработкой магматического канала в литосфере. По-видимому, этот процесс обусловлен, в основном, частичным плавлением и растворением вмещающих пород над астеносферным очагом восходящими высокотемпературными потоками магматического расплава.

При восходящем движении магмы по проработанному каналу снижается ее давление и, соответственно, уменьшается растворимость воды в магме, т.е. начиная с некоторых глубин растворенный водный флюид начинает выделяться в виде свободной фазы. Отделившийся водный флюид благодаря высокой температуре активно взаимодействует с вмещающими горными породами и способствует развитию промежуточных магматических камер, или промежуточных очагов. При частичном обезвоживании плотность магмы увеличивается и создаются условия для её конвекции и замкнутой циркуляции магмы между астеносферными и промежуточными магматическими очагами. Такая гидроконвекционная магматическая система, является, прежде всего, эффективным механизмом интенсивного переноса воды и тепла из астеносферы на «промежуточные» глубины, обуславливая развитие зон регионального метаморфизма и высокотемпературных гидротермальных систем. Благодаря постоянному притоку тепла и свежей магмы, промежуточные очаги таких магматических систем не «замерзают» и способны длительное время поддерживать активность связанных с ними вулканических центров и гидротермальных систем. При этом важно отметить, что для устойчивого функционирования такой магматической системы вовсе не требуется выход магмы на поверхность Земли, она способна существовать независимо от проявлений вулканизма.

Глубина возникновения промежуточных очагов соответствует глубине начала отделения свободной водно-флюидной фазы, т.е. определяется РТ-условиями насыщения магмы растворённой водой и связана прямой зависимостью с содержанием воды в магме (рис. 1б). Так, при 10% -ном содержании воды и температуре 1100°C андезито-базальтовые магмы выделяют свободный водный флюид начиная с глубин около 25 км, а при содержании 3% – с глубин менее 5 км. Отсюда следует вывод, что глубина промежуточных очагов в островных дугах зависит от степени насыщенности «первичной» магмы водным флюидом, т.е. в конечном счете – определяется степенью гидратации погружающейся под островную дугу океанской литосферной плиты.

Процесс выделения водного флюида в свободную фазу сопровождается увеличением суммарного объема флюида и магмы по сравнению с исходным расплавом, т.е. требует затрат энергии. Такого рода процессы проявляются дискретно. Они начинаются лишь после превышения «критических»

параметров, т.е. в условиях пересыщенного раствора, и развиваются лавинообразно, приводя практически к мгновенному выделению в свободную фазу излишков растворенного флюида во всей массе пересыщенного раствора. Быстрое, лавинообразное выделение водного флюида и соответствующее дискретное увеличение объёма является, вероятно, основной причиной глубоких длиннопериодных (ГДП) землетрясений под действующими вулканами. Судя по динамическим особенностям записей ГДП-землетрясений [2], именно такова природа глубокой (25–30 км ниже уровня моря) сейсмоактивной зоны под Ключевским вулканом [2].

Экспериментально установлено, что ГДП-землетрясения под Ключевским вулканом весьма чувствительны к изменению давления магматической колонны. В периоды подъема магмы и вершинных извержений вулкана эти землетрясения не регистрируются. После завершения извержения и понижения уровня магмы в подводящем канале ГДП-землетрясения начинают проявляться вновь. Эти факты соответствуют изложенным выше представлениям о флюидно-магматической природе ГДП-землетрясений и существовании замкнутой магматической циркуляции под Ключевским вулканом.

1. *Барабанов В.Ф.* Геохимия. Л.: Недра, ЛО, 1985. 423 с.
2. *Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Сторчеус А.В.* Глубинные вулканические процессы под Ключевским вулканом по сейсмологическим данным // Вулканология и сейсмология. 2004. №6. С. 21–34.
3. *Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н.* Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. №3. С. 572–576.
4. *Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В.* Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюлл. МО-ИП, отдел геологич. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 3–12.
5. *Рябчиков И.Д.* Флюидный массоперенос и мантийное магнообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. №5. С. 3–9.
6. *Селиверстов Н.И.* Глубинная гидратация океанской литосферы и геодинамика северного участка Курило-Комчатской островной дуги. // Вулканология и сейсмология. 2001. №1. С. 24–38.

Due to the magma dehydration during its rise we can assume that there is closed magma convection between asthenosphere and crust chambers in the island arcs. Magma convection is regarded to be the cause of deep long period earthquakes under Klyuchevskoy volcano (Kamchatka).

С.Г. Сколотнев, С.Ю. Соколов, А.А. Пейве, Н.Н. Турко
(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: skol@ginras.ru)

Особенности аккреции коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта в районе плавления аномальной мантии вблизи разлома Мартин Вас (Южная Атлантика)

S.G. Skolotnev, S.Ju. Sokolov, A.A. Peyve, N.N. Turko
(Geological Institute RAS, Moscow)

The peculiarities of the crustal accretion in the crestal part of the Mid-Atlantic Ridge in the zone of melting of anomalous mantle near Martin Vaz fracture zone (the South Atlantic)

Непосредственно к югу от трансформного разлома Мартин Вас (19,8–21° ю.ш.) в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе» были проведены батиметрическая и магнитная съемки и драгирование океанского дна [1]. Со стороны острова Св. Елены в ЮЗ направлении к району работ (полигон Мартин Вас) протягиваются цепочки протяженных поднятий [2]. Северный сегмент (19°53' – 20°07' ю.ш.) рифтовой зоны смещен относительно южного (20°07' – 20°95' ю.ш.) на 10-12 км к западу. Рифтовая долина с простиранием 347° имеет V-образный профиль. К ней приурочена полоса положительных значений аномального магнитного поля (АМП), варьирующих в продольном и поперечном направлении от 100 до 350 нТл.

На севере северного сегмента рифтовой долины глубина достигает 3900 м, резко сокращаясь до 3300 м вблизи зоны сочленения сегментов. Судя по рассчитанным значениям мантийных аномалий Буге (МАБ), этот северный участок характеризуется наименьшей мощностью коры. Рифтовые горы на восточном фланге представлены узкими хребтами относительной высотой 300–700 м субпараллельными рифтовой долине. На западном фланге расположено овальное в плане пририфтовое поднятие с относительной высотой до 700 м, увенчанное хребтами высотой до 500 м. Овальное поднятие характеризуется максимально низкими значениями МАБ на полигоне, указывающими на максимальную мощность коры под ним.

В южном сегменте рифтовая долина достигает максимальных глубин (3955 м) на юге, где имеет и наименьшую мощность коры. В средней части сегмента на дне рифтовой долины глубиной около 3200 м располагаются многочисленные холмы. Данные по МАБ свидетельствуют о повышенной мощности коры на этом участке, а на продольном профиле осевой аномалии здесь отмечаются повышенные значения АМП. Строение рифтовых гор на обоих флангах южного сегмента близко к таковому на восточном фланге северного сегмента. В структуре АМП, приуроченного к ним, на расстоянии от осевой аномалии около 50 км наблюдается аномалия 2а, что позволяет оценить скорость спрединга приблизительно в 3,4 см/год.

В зоне сочленения сегментов в рифтовой долине развиты отдельные изометричные поднятия и холмы, а также протяженные гребни и депрессии с простиранием близким к 335° и 325° , к которым приурочены максимальные значения АМП (около 450 нТл). Зона сочленения за пределами осевой части выражена широким поперечным понижением дна, которое образовано протяженными впадинами, разделенными узкими гребнями. В западной части наблюдается система из трех таких впадин, их протяженность сокращается от периферии в сторону рифта с 27 км до 10 км. В этом же направлении изменяется простирание структур таким образом, что чем ближе к рифту, тем более они поворачиваются против часовой стрелки: от $338\text{--}342^\circ$ через $319\text{--}322^\circ$ к 290° . К этим впадинам приурочены наибольшие значения МАБ (230–233 мгал). Такие же тенденции прослеживаются и для восточной ветви зоны сочленения. Южные границы зоны сочленения западного и восточного флангов образуют угол около 80° , направленный на север. Северная граница зоны сочленения прямолинейная и субперпендикулярна оси рифта. Таким образом, зона сочленения представляет собой зону нетрансформного смещения рифта.

При драгировании дна полигона Мартин Вас получены базальты, по валовому составу и содержанию элементов-примесей разделяющиеся на две группы. Типичные деплетированные толеитовые базальты распространены повсеместно. Базальты второй группы слагают овальное поднятие, расположенное на западном фланге северного сегмента. Они отличаются существенно более высоким содержанием магматофильных элементов: K_2O (0,35–0,46%), P_2O_5 (0,20–0,21%), Ва (110–140 г/т), Rb (5,3–7 г/т), Nb (до 13 г/т), Sr (240–250 г/т), и высоким значением их отношений: $(Nb/Zr)_n = 1,36\text{--}1,43$ и $(La/Sm)_n = 1,6$. На спектрах РЗЭ базальты первой группы имеют характерные для деплетированных толеитов уклоны вниз в области легких лантаноидов. У базальтов второй группы кривая спектра постоянно повышается от лютеция к лантану. Вариации состава базальтов первой группы незначительны. К более глубоким участкам рифтовой долины приурочены более железистые разности ($FeO^*/MgO = 1,24\text{--}1,64$), к более высоким – менее железистые ($FeO^*/MgO = 1,09\text{--}1,28$).

Базальты первой группы, судя по изотопным характеристикам, образовались при плавлении мантийного источника типа DMM. Базальты второй группы по Pb-Sr-Nd изотопным меткам ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513097$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,702967$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 19,022$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,534$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,395$) близки к базальтам из осевой зоны САХ между $14^\circ\text{--}17^\circ$ ю.ш., которые выплавлялись из мантийного субстрата, контаминированного материалом плюма Св. Елены [3], представляющего мантийный источник типа HIMU.

Проведенные исследования свидетельствуют о неравномерности аккреции коры в пределах полигона Мартин Вас. В южном сегменте выделяется участок с повышенной мощностью коры, с более высоким стоянием уровня дна рифтовой долины, пониженными значениями МАБ и повышенными

значениями АМП. Он простирается от зоны сочленения к участку широкого развития холмов и может быть квалифицирован как вулканический центр. В то же время выделяются два участка с наименьшей мощностью коры и наибольшей глубиной: крайние южный и северный участки рифтовой долины. Очевидно, что на этих участках рифта превалирует тектоническое растяжение океанического дна.

Морфоструктурные наблюдения показывают, что зона сочленения двух смещенных относительно друг друга сегментов развивалась как зона не-трансформного смещения в режиме косо-спрединга. Судя по карте аномального поля силы тяжести, рассчитанной по спутниковым данным [2], треугольная область зоны сочленения на флангах сменяется прямолинейными долинами палеотрансформного разлома. Таким образом, учитывая скорость спрединга для данного района, очевидно, что трансформное смещение сменилось косым спредингом около 1,8–2 млн лет назад. С этого момента южный сегмент рифта проградирует к северу, при этом северный сегмент рифта находится в режиме малоамплитудных перескоков к востоку. Вещественные и структурные наблюдения позволяют предположить, что изменения в режиме смещения связаны с заложением мощного вулканического центра в северном сегменте рифта, вызванным одним из импульсов поступления мантийного вещества со стороны плюма Св. Елены. Это также привело и к образованию овального поднятия, первоначально локализованного в зоне спрединга.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН (Программа фундаментальных исследований № 17 «Мировой океан: геология дна, геодинамика, биология моря и экология»), РФФИ (проект 06-05-64152а) и Минпромнауки РФ (ФЦП «Мировой океан»: подпрограмма «Исследования природы Мирового океана»).

1. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Доклады РАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 361–367.

2. Sandwell D. T., Smith W.H.F. // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102. N B5. P. 10039–10054.

3. Schilling J.G., Thompson G., Kingsley R., Humphris S. Nature. 1985. V. 313. N 5999. P. 187–191.

The area with dominated volcanic activity and two areas with prevailing tectonic extension of ocean floor were distinguished in the crestal part of the MAR (19–20° S.) near Martin Vaz F.Z. The zone of oblique spreading, which separates two rift segments, was discovered here also. The previous regime of transform F.Z. in this area was changed by regime of oblique spreading 1,8–2 m. y. ago due to appearance of the powerful volcanic centre in axial part of the north segment. This volcanic centre is built by enriched basalts, which were melted from mantle source close HIMU.

Н.М. Сущевская

(Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН,
e-mail: nadyas@geokhi.ru)

Закономерности толеитового магматизма

Индо-Атлантического сегмента Земли

N.M. Sushchevskaya

(Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS)

Regularity of toleitic magmatism in the Indian-Atlantic Earth Segment

На основании установленных петролого-геохимических особенностей магматизма в различных провинциях спрединговых зон Индо-Атлантического сегмента Земли показано, что специфика геодинамического режима развития провинций с ранних этапов раскрытия является определяющим фактором, контролирующим режим выплавления, контаминацию и фракционирование магм.

Специфика магматизма медленно-спрединговых зон заключается в присутствии крупных петрологических и геохимических провинций. Среди выделенных 9 петрологических провинций уникальной провинцией для Мирового океана является более молодая Северная провинция, где рифтовый магматизм имеет более глубинный характер (тип TOP-1). Наибольшее распространение для современных структур рифтовых зон Индо-Атлантического сегмента имеют толеиты (TOP-2), что характерно и для быстро-спрединговых зон.

На фоне развития толеитов (TOP-2) установлен магматизм (тип Na-TOP), первичные расплавы которого обогащены Na, Si и обеднены Fe, проявленный в более холодных провинциях – (Приэкваториальной, Полярной для Атлантики, Австрало-Антарктического Несогласия, Американско-Антарктического хребта, и районов 12–14° в.д. и 66–70° в.д. Юго-Западного Индийского хребта для Индийского океана) и типичный лишь для Индо-Атлантического сегмента Земли. Происхождение данного типа связано с меньшей глубиной, температурой и степенью плавления мантии. Выявлен магматизм (с обогащением Si и обеднением Na, Ti родоначальных расплавов – тип Si-TOP), характерный лишь для Индийского океана и близкий по составам к трапповым формациям Антарктиды и Австралии.

Выявленные геохимические аномалии в пределах тектоно-магматических провинций свидетельствуют о возможном взаимодействии деплетированного источника (океанской верхней мантии) с континентальным источником, присутствующем в обрамлении данных провинций. Эти аномалии могут образовываться в ходе плавления океанской мантии с вовлечением в этот процесс *а) обогащенной, метасоматизированной субокеанической мантии*, сформированной на ранних этапах раскрытия (Полярная Атланти-

ка, Приэкваториальная провинция, хребты вблизи ТС Буве, Юго-Западный Индийский хребет вблизи ТС Родригос), б) *континентальных блоков*, оставшихся вблизи рифтовых зон в ходе дифференцированных движений океанской литосферы, подверженной спредингу (аномалия вблизи о.Ян-Майен, аномалия 53° ю.ш. САХ, аномалии в пределах древнего Юго-Восточного Индийского хребта), либо в) при *процессе смешения спрединговых и обогащенных магм*, формирующих серию островов вблизи зон спрединга (Исландский, Азорский плумы, аномалии САХ южной Атлантики, аномалии вблизи островов Принц Эдвард, Реньен, Сен-Поль–Амстердам в Индийском океане). Петрологическая и геохимическая неоднородность толеитового магматизма внутри отдельных тектонических провинций Атлантического океана развивается на фоне обедненного некогерентными элементами океанического магматизма (составляющего около 75% всех современных толеитов в САХ и около 90% толеитов Индийских СОХ).

В пределах Южного океана существует как минимум две геохимических провинции, связанные с различным режимом раскрытия Гондваны в ее западной и восточной части. Только в восточной части Юго-Западного Индийского хребта (в районах Тройного сочленения Родригос и района 39–41° в.д. Юго-Западного Индийского хребта) обнаружены толеиты, имеющие низкие $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ЕМ-1), несущие в себе признаки обогащенного компонента, проявленного также в древних плато Афанасия Никитина, Кергелен и др. Этот факт может отражать участие в процессе плавления блоков метасоматизированной более древней мантии. Аномалии западного окончания хребта (вблизи Тройного сочленения Буве) и южной Атлантики характеризуются повышенными значениями радиогенных изотопов Pb, Sr и пониженными значениями Nd и близки по этим параметрам к четвертичным магмам Антарктиды, что подчеркивает существование общего обогащенного источника для всей провинции вокруг западной Антарктиды.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ –05-06-64651

The results of the petrochemical and geochemical investigations of toleitic basalts of the Indian and Atlantic Oceans show that there are 9 tectono-magmatic provinces. Their forming is conditioned by geodynamic evolution of slow-spreading ridges.

М.И. Тучкова

(Геологический институт РАН, e-mail: tuchkova@ginras.ru)

**Древние пассивные континентальные окраины:
седиментация и литогенез**

M.I. Tuchkova

(Geological Institute Russian Academy of Science, Moscow)

**Ancient passive Continental Margins: sedimentation
and lithogenes**

Изучение седиментации в осадочных бассейнах является одной из приоритетных задач последних десятилетий. Меньше публикаций посвящено изучению литогенеза осадочных пород, и еще меньше – литогенеза осадков в бассейнах разных геодинамических режимов. К тому же, несмотря на то, что методика выявления литогенетической зональности была разработана при изучении складчато-надвиговой системы Верхоянья [1], закономерности литогенеза с позиций тектоники плит на сегодняшний день не столь хорошо изучены. Поэтому весьма актуальной является попытка изучения и систематизации характера постседиментационных (литогенетических) преобразований в современных складчатых областях, где совмещены структурно-вещественные комплексы различной геодинамической природы. В настоящем сообщении предлагается обсудить проблемы литогенеза древних пассивных окраин, расположенных в разных складчатых системах – рассмотрены процессы осадконакопления и литогенез триасовых отложений **Западной Чукотки** и ниже-среднеюрских отложений **Большого Кавказа**.

Территория **Западной Чукотки** относится к Верхояно-Чукотской складчатой области, современный структурный план которой был создан коллизионными процессами [2]. В строении области участвуют Чукотский террейн пассивной континентальной окраины (включающий Анойский и Чаунский субтеррейны) и террейны разновозрастных дуг и зон субдукции. В работе рассмотрены осадконакопление и литогенез триасовых отложений Анойского субтеррейна (Чукотского микроконтинента). Анализ расположения фаций указывает на углубление палеобассейна с северо-востока на юго-запад в современных координатах. Условия осадконакопления в бассейне контролировались дельтовой системой, меняющей свое положение на протяжении триаса. Установлено постепенное в течение триаса увеличение шельфовой зоны, ее проградация и смещение в глубоководные участки. В бассейн поступала достаточно однообразная, более-менее зрелая кластика, приносимая рекой. Граувакковые песчаники, слагающие разные ландшафтные зоны Чукотского бассейна, представлены ассоциацией устойчивых минералов. Выделено две терригенно-минералогических провинции, которые хорошо прослеживаются по данным химического состава, отмечается эволюция состава песчаников от раннего триаса к позднему: в составе песчани-

ков повышается содержание кварца и силикатной составляющей. Присутствие продуктов размыва эффузивных пород основного-среднего состава отмечается только в нижне-среднетриасовых песчаниках. Это позволяет предполагать главный крупный источник сноса, представленный метаморфическим комплексом, периферийные участки которого размывались в нижнем-среднем триасе, а центральные – в позднем триасе. Для песчаников нижне-среднего триаса помимо метаморфического, определен еще один источник сноса, сложенный деформированными вулканогенными породами основного состава. Зональность литогенеза триасовых отложений определяется коллизионной историей становления складчатой зоны. Осадочные породы, накопившиеся на пассивной окраине Чукотского континента к началу коллизии, были вовлечены в складчато-надвиговый процесс и были подвержены повышенным давлениям (до 5 кбар). Температурное воздействие на осадочные толщи составляло около 300°C. Наиболее преобразованные (до стадии зеленосланцевого метаморфизма) толщи наблюдаются в зоне смыкания террейнов – на границе Южно-Аннуйского и Аннуйского (Чукотского микроконтинента) террейнов.

Большой Кавказ относится к складчатому Средиземноморскому (Альпийско-Гималайскому) поясу, и является частью коллизионной области, которая испытала складчатость в позднеальпийское время. Большекавказский состав террейнов характеризуется гетерогенным строением, в его структуре выделены: северный борт кавказского бассейна, северное обрамление осевого трога, осевой трог, южное обрамление осевого трога, южный борт бассейна, закавказский массив [3]. Широкий шельф, две крупные дельты и континентальное подножие с мощными песчано-алевритовыми осадочными комплексами являются основными индикаторами осадконакопления в режиме зрелой пассивной континентальной окраины до конца ааленского века. На рубеже аалена и байоса на территории Кавказа произошла смена геодинамического режима, и регион стал развиваться как активная континентальная окраина [3, 4]. Для песчаников северного обрамления бассейна характерны устойчивые минеральные ассоциации и граувакковый состав песчаников. Их состав обусловлен большим водосбором речной системы и непленнизированным рельефом суши. Для песчаников южного обрамления в синемюр-ааленское время характерны малоустойчивые аркозовые ассоциации, состав которых определяли гранитные породы Закавказской суши. С началом действия островной дуги в бассейне появились вулканокластические песчаники, возникшие в результате размыва вулканогенных серий. Формирование накопившихся к концу ааленского века мощных терригенных толщ происходило по классической схеме литогенеза погружения, и степень их литификации была незначительной. Вовлеченные в надвигание осадочные толщи были подвергнуты складчатым деформациям и интенсивным постседиментационным преобразованиям. В результате произошло резкое увеличение степени литификации в осадочных толщах, накопивших-

ся к этому времени в бассейне. При этом максимальным преобразованиям были подвержены ныне фрагментарно сохранившиеся нижнеюрские осадочные комплексы континентального склона. Эти осадочные комплексы не были вовлечены в зону субдукции и находились в области умеренных (2–2,5 кб) давлений и температур, не превышающих 300–350°C [5]. При этом осадки пододвигаемой плиты были преобразованы максимально, а осадки, расположенные на пассивной окраине, под которую происходила субдукция, преобразовывались в условиях литогенеза погружения.

Представленные данные о литогенезе терригенных отложений, пассивных окраин разных складчатых зон, указывают на общие черты их формирования. Бассейны располагались в разных климатических зонах, но характер осадконакопления одинаков и связан с выносом огромного количества кластики с континента. При литогенезе температурное воздействие оказывается схожим (около 300–350°C), и можно считать, что наибольшее влияние на литогенез оказывает давление, которое испытывают при коллизии накопившиеся в бассейне осадки. Максимальные преобразования фиксируются в зоне смыкания разных структур (террейнов) со стороны пододвигаемой плиты. Осадки, расположенные в участках бассейна, под которые происходит подвиг, преобразуются значительно слабее.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 05-05-65052 и ведущих научных школ НШ-9664.2006.5

1. *Соколов С.Д.* Формирование активных континентальных окраин и вертикальная аккреция // Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука, 2002. С. 147–173.

2. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.

3. *Панов Д.И.* Тектоническое районирование Кавказа на раннеальпийском этапе его развития (ранняя и средняя юра) // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. серия. Вып. 119. Тбилиси, 2004. С. 179–187.

4. *Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника, 2001. № 4. С. 78–92.

5. *Тучкова М.И., Карпова Г.В., Покровская Е.В.* Ассоциации аутигенных глинистых минералов в песчаниках нижней и средней юры Большого Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 3. С. 53–66.

Sedimentation and lithogenesis of terrigenous rocks of ancient passive continental margins was analyzed. The submarine fans of basin were fed by the largest river systems, which derive immense sediments from continent. Lithogenetic zonation was result of continental collision: temperature was similar; pressure was the principal factor of lithogenesis.

Удинцев Г.Б.

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН)

**Океанские ворота океана, динамика их развития
и влияния на климат Земли**

Известно, что климат Земли находится под сильным влиянием одного из мощнейших течений Мирового океана – Циркум-Антарктического (ЦАТ). История его возникновения и миграций восстанавливается главным образом по результатам глубоководного бурения в Южном полушарии. При оценке факторов, определявших историю ЦАТ, большое внимание уделяется динамике развития рельефа дна Южного океана в проходах между материком Антарктиды и ближайшими к нему материками и подводными поднятиями. Эти проходы получили название океанских ворот Антарктики. Подобные ворота существуют и в Северном полушарии, определяя развитие течений между Северным Ледовитым океаном и Атлантическим и Тихим океанами. Эти течения существенно влияют на климат Северного полушария. Важнейшим фактором развития и этих течений служит динамика развития рельефа дна – океанских ворот Арктики. Океанские ворота Антарктики и Арктики могут рассматриваться, как части bipolarной машины климата Земли.

Н.В. Цуканов¹, С.Г. Сколотнев²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: paleogeo@sio.rssi.ru;

²Геологический институт РАН, Москва, e-mail: skol@ginras.ru)

Палеоостроводужные системы в аккреционной структуре Камчатки: гетерогенность природы фундамента и вулканических комплексов

N.V. Tsukanov¹. S.G. Skolotnev²

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow;

²Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow)

Paleoisland arc systems in accretion structure of Kamchatka: heterogeneity of basement nature and volcanic complexes

В пределах Восточной Камчатки выделяются два тектоно-стратиграфических террейна островодужной природы, сложенных меловыми – палеогеновыми образованиями и представляющие фрагменты Ачайваям – Валагинской (АВД) и Кроноцкой (КД) палеодуг [1]. В пределах этих террейнов встречаются тектонически дезинтегрированные офиолитовые комплексы, имеющие различную геодинамическую природу. Среди офиолитов нами выделяются: 1 – фрагменты древней океанической коры разного возраста, характеризующие основание на котором закладывались палеодуги. В пределах Ачайваям-Валагинской палеодуги они представлены кремнисто-глинистыми породами K_{1ar-al} , K_{2st-cr_1} , K_{2cr} возраста, толеитовыми базальтами, реже габброидами и перидотитами в виде блоков и глыб в серпентинитовых меланжах. Для Кроноцкой палеодуги фрагменты древней океанической коры известны на п-ове Камчатский Мыс, где они представлены K_{1ar} - K_{2sn} кремнями, яшмами, известняками и базальтами, а на Кроноцком полуострове – толеитовыми базальтами, неясного возраста; 2 – офиолиты, имеющие супрасубдукционную природу и формировавшиеся в пределах островных дуг. Они преимущественно представлены сильно деплетированными перидотитами и реже габброидами и плагиогранитами. Возраст этого комплекса – поздний мел; 3 – офиолиты, имеющие интрадуговую или задуговую природу. Они выявлены только в пределах Кроноцкой палеодуги и представлены габброидами, долеритами, базальтами и палеоцен-раннеэоценовыми кремнисто-глинистыми породами. Возраст фрагментов океанической коры в основании Ачайваям-Валагинской палеодуги позволяет предположить, что она формировалась на разновозрастной океанической коре.

Гетерогенность составов островодужных вулканитов в разных сегментах Озерновско-Валагинского отрезка АВД выражена следующим образом: на хр. Кумроч распространены известково-щелочные и толеитовые эффузивы, на хр. Тумрок – пикриты и толеитовые базальты, на Валагинском хребте – обогащенные пикриты и толеитовые базальты, а также известково-щелочные вулканиты. Все это свидетельствует о том, что в позднем мелу в разных

сегментах палеодуги существовали различные физико-химические условия как в зоне магмогенерации, так и в коровых магматических камерах. Ранее нами было показано, что перидотиты северной части Валагинского хребта формировались в надсубдукционных условиях [2]. Было установлено, что в разрезе одного массива чередуются перидотиты, резко различающихся по составу минералов и характеру распределения РЗЭ, что, возможно, указывает на то, что условия частичного плавления изменялись во времени, или были резко контрастны в объеме данного массива. Такая нестационарность процессов формирования основания палеодуги, возможно, является одной из причин неоднородности составов вулканитов Озерновско-Валагинского отрезка АВД.

В обоих изученных сегментах КД (п-ова Камчатский и Кроноцкий) выделяются два этапа вулканической активности: позднемеловой и эоценовый, разделенные этапом тектонических движений. Верхнемеловые вулканиты полуострова Камчатский Мыс относятся к толеитовой серии, а полуострова Кроноцкий к высокоглиноземистой плагиотолеитовой серии, вероятно, они формировались в различных физико-химических условиях в зоне магмогенерации толеитовых расплавов. Выявленная пестрота составов верхнемеловых островодужных пород полуострова Камчатский Мыс указывает на гетерогенность состава мантийного клина, подвергавшегося частичному плавлению. Специфика их химического состава свидетельствует о том, что эта гетерогенность обусловлена присутствием в зоне плавления обогащенного материала, источником которого могли являться верхнемантийные породы, сформировавшиеся ранее в пределах океанской плиты при плавлении глубинного плюма, на что указывают находки щелочных базальтов [3]. Более высокие содержания LILE в Камчатскомысских вулканитах свидетельствуют о большей степени дегидратации корового компонента в зоне субдукции, что может быть следствием более высокой температуры. Такой вывод согласуется с данными о содержании РЗЭ и их распределении в гарцбургитах реститовой природы Восточных полуостровов [4]. Гарцбургиты Камчатского Мыса сформировались при гораздо более высоких степенях частичного плавления, т.е. при более высоких температурах, чем перидотиты Кроноцкого полуострова. Более высокие температуры в мантийном клине под Камчатскомысским сегментом могут быть связаны с поглощением в зоне субдукции спредингового хребта, разделявшего в позднем мелу плиты Кула и Пацифик. После поглощения спредингового хребта в эоцене на всем протяжении дуги происходила субдукция Тихоокеанской плиты и условия магмогенерации в мантийном клине стали соответствовать условиям выплавления высокоглиноземистых плагиотолеитов.

Таким образом, сравнение характера вулканизма АВД и КД из аккреционного обрамления северо-запада Тихого океана показывает, что на формирование и эволюцию этих структур оказывали влияние как нестационарность геодинамических обстановок в основании дуги, так и региональные различия в составе и строении поглощаемой океанической литосферы, что

приводило к выплавлению расплавов разного состава. В частности региональные различия проявились в поглощении спредингового хребта и присутствию вещества мантийного плюма на Камчатском сегменте Кронотской палеодуги в позднем мелу. Полученные нами новые данные по составу офиолитов и островодужных эффузивов свидетельствуют о гетерогенности основания в различных сегментах палеодуг и о наличии определенных корреляций между составами пород основания и собственно дуги.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант N 05-05-64158).

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки // Пушаровский Ю.М. (ред.). М.: Наука, 1993. 272 с.

2. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные о составе и геодинамической природе ультрамафитов массива г. Попутной (Валагинский хребет, Восточная Камчатка) // ДАН РАН. 2005. Т. 402. № 4. С. 507–510.

3. Федорчук А.В. Внутренне строение офиолитов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Доклады АН СССР. Т. 306. № 4. 1989. С. 944–947.

4. Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В., Сейферт В., Циммер М., Фрайтаг Р., Савельев Д.П. Новые данные о составе и происхождении офиолитов Кронотского полуострова (Восточная Камчатка) // Доклады Академии наук РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 1–5.

Originating of KA and OVA occurred practically simultaneously in Late Cretaceous on the oceanic crust of different age. Supra-subductional ophiolite complexes, characterizing the basement of these arcs have some peculiarities of composition in KA and OVA and in their different segments, demonstrating definite correlations with island arc volcanites composition. It apparently reflects different geodynamic conditions of island arcs forming. Cessation of volcanic activity in OVA occurs in Danian time and collision of arc with Asian continent – in the beginning of Middle Eocene. In the Kronotskaya arc the volcanic activity terminated only in Middle Eocene. Kronotskaya arc began to collide with Kamchatka margin in Late Eocene. This episode is obviously connected with cessation of active subduction under Kronotskaya arc and extinction of Kula-Pacific spreading center. It is possible that longer evolution of KA caused forming of the third intra-arc ophiolite complex. The work was funded by RFBR (grant N 05-05-64158)

В.Д. Чехович, А.Н. Сухов

(Геологический институт РАН, e-mail: vadim@ilran.ru)

**Поднятие Обручева (Гавайско-Императорский хребет) –
реконструкция событий в кайнозое**

V.D. Chekhovich, A.N. Sukhov

(Geological Institut Russian Academi of Sciences, Moscow)

**Obruchev rise (Hawaiian-Emperor Chain) – reconstruction
of Cenozoic event**

Подводное поднятие Обручева по своему положению в структуре северо-западной Пацифики, а также по данным глубоководного бурения и сейсмических исследований считается северным окончанием Гавайско-Императорского хребта, рассматриваемого как вулканический след Гавайской горячей точки, возникший на океанической плите при ее перемещении. На северо-западе поднятие Обручева подходит к Курило-Камчатской зоне субдукции на траверсе Кроноцкого полуострова, а на юго-востоке с ним соединяется более узкая полоса гор Императорского хребта. На северо-западном и юго-восточном краю поднятия располагаются соответственно возвышенности Мейджи и Детройт. В разные периоды в его пределах пробурено шесть скважин глубоководного бурения, не только достигших под осадочным чехлом его вулканическое основание (192, 882-884), но и вскрывших его до глубин 358 и 445 м (1203,1204); выполнена и обработана целая серия сейсмических профилей. Изучение строения и попытки интерпретации развития северной части Императорского хребта столкнулись с рядом непростых проблем, касавшихся различных аспектов геологии, геодинамики и формирования осадочного чехла этого подводного вулканического поднятия. Здесь рассматриваются проблемы кайнозойской геодинамики и формирования осадочного чехла.

Установленная сейсмическими исследованиями и подтвержденная данными глубоководного бурения картина строения и литологии осадочного чехла на гребне и на северо-восточном склоне поднятия Обручева показала, что максимальная его мощность приурочена к северо-восточному склону поднятия. Вблизи Курило-Камчатского желоба она превышает 1750 м, а осадочное тело протягивается более чем на 1000 км при ширине 350 км, сужаясь к юго-востоку [2]. Важной и неожиданной характеристикой этих образований явилось установление их наносного происхождения. С момента этого открытия эти образования получили название «наносы Мейджи» (Meiji drift). Результаты глубоководного бурения показывают, что наносы начали формироваться 33,7 млн лет тому назад и продолжают отлагаться в настоящее время. Однако до начала их накопления на вулканитах Императорского хребта с 76 млн лет отлагался типичные для океанического осадочного чехла нанноилы. Литологические исследования «наносов» показа-

ли, что они формировались за счет придонных течений, выносивших терригенный материал континентального происхождения. Специфика наносов Мейджи, возраст которых моложе 6,2 млн лет, объясняется придонным выносом из Берингова моря. Однако, при начале их формирования наносов 33,7 млн лет тому назад, поднятие Обручева, располагавшееся на Тихоокеанской плите, должно было находиться на 40° с.ш. и 165° з.д. Еще одной характерной особенностью разреза осадочного чехла, по данным глубоководного бурения, является наличие пепла вулканов островных дуг от кампан-маастрихтских горизонтов до пачек, датируемых 34,4 млн лет. Выше по разрезу вплоть до горизонтов формировавшихся 6,2 млн лет тому назад вулканический пепел не обнаружен.

Новые палеомагнитные данные, полученные при изучении поднятия Обручева (возвышенность Детройт – скважины 1203,1204) и других гор Императорского хребта в 197 рейсе ODP, свидетельствуют о том, что Гавайская горячая точка не была стационарной в период от 80 до 40 млн лет тому назад, а перемещалась в южном направлении со скоростью сопоставимой со скоростью перемещения океанических плит. Была определена широта положения Гавайской горячей точки на отметке 80 млн лет тому назад (Детройт – $35,6^{\circ}$ с.ш.).

Процесс создания современной структуры, и условия длительного (37,7 млн лет) накопления наносов Мейджи могут быть в определенной мере расшифрованы при корреляции геологических событий, отраженных в особенностях осадочного чехла поднятия Обручева и в геодинамике смежных с ним структур Восточной Камчатки и Командорских островов. Вулканические комплексы Восточных полуостровов Камчатки рассматриваются как перемещенные образования поздне меловой-палеогеновой островной дуги (Кроноцкой), формирование которой завершилось в конце эоцена. Блок Командорских островов, как бы входящий в современной структуре в Командоро-Алеутскую островную дугу, скорее всего, может представлять собой оторванную и развернутую часть Кроноцкой дуги, формировавшейся по палеомагнитным данным между $40-50$ градусами с.ш. Разрез осадочной толщи Командорского блока начинается конгломератами, содержащими экзотический галечный материал континентального происхождения и перекрывается толщей диатомитов низов олигоцена. Выше по разрезу экзотический материал продолжает отмечаться в отложениях среднего миоцена [1]. Таким образом, периодическое поступление нехарактерного для Командорского блока терригенного материала коррелируется с постоянным выносом, обусловившим формирование наносов Мейджи в океанических условиях. Изложенные факты поддерживают палинспастическую реконструкцию [3], которая позволяет наметить цепь последовательных геотектонических событий. В конце эоцена поднятие Обручева, являвшееся частью литосферы Палеоокеана, заклинивает зону субдукции Командоро-Кроноцкой дуги. С завершением вулканизма в островной дуге связано прекращение поступ-

ление островодужного пепла в океанические осадки на поднятии Обручева. Островодужное поднятие и примкнувший подводный хребет создали морфологическую структуру, изменившую условия циркуляции океанских вод, и обусловили вынос континентального материала из Берингова моря, который накапливался на склоне поднятия Обручева. Процесс выноса затрагивал и островодужное поднятие, где в начале олигоцена и в среднем миоцене отлагался более грубый экзотический материал. Судя по однотипности литологии наносов Мейджи, созданная система циркуляции не претерпевала существенных изменений. Максимальные мощности этих наносов в районе стыка поднятия Обручева с Кроноцкой палеостроводужной структурой также являются свидетельствами принципиально не менявшейся циркуляции с максимальной разгрузкой терригенного выноса вблизи морфологически смыкавшихся структур Императорского хребта и пассивной островной дуги. Любопытно, что крупные геотектонические события – столкновение Кроноцкой дуги с Камчатской и заложение новой зоны субдукции, подчеркиваемое формированием Курило-Камчатского глубоководного желоба, отразилось на формировании наносов Мейджи лишь появлением в их составе кислого вулканического пепла 6,2 млн лет тому назад, что, вероятно, связано с началом вулканизма в Восточно-Камчатском поясе.

Предложенная реконструкция, с одной стороны, логично объясняет взаимосвязь во времени различных событий, отраженных в геологическом материале, а, с другой – ставит сложные вопросы, доказательные ответы на которые пока не разработаны. К таким вопросам относятся соотношения в пространстве Кроноцкой палеодуги и Алеутской дуги в палеогене и вопрос о поглощении в Курило-Камчатской зоне субдукции вулканического поднятия Обручева.

Проект РФФИ 05-05-64917, НШ-748.2006.5.

1. Иващенко П.У., Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф. Геология Командорских островов. Владивосток: СахКНИИ, 1984. 192 с.

2. Scholl D.W., Stevenson M.A., Rea D.K. The Meidji drift Body and Late Paleogene-Neogene Paleooceanography of the North Pacific-Bering Sea Region // From Greenhouse to Icehouse. New York: Columbia Univ. Press, 2003. P. 119–153.

3. Steinberger B., Gaina C. Plate-tectonic reconstruction predict part of the Hawaiian hotspot track to be preserved in the Bering Sea // *Geology*. 2007. V. 35. #5. С. 407–410.

The Meidji drift body began forming on the volcanic Obruchev rise after a blocking of the subduction zone of the Paleogenic Komandor-Kronotsky island arc by the Obruchev rise. The front morphologic structure created there changed the ocean-water circulation and resulted in constant outflow of terrigenous materials from the Bering Sea.

Е.А. Чернышева, Г.С. Харин

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Калининград, e-mail: ioran@atlas.baltnet.ru)

**Геодинамика и типы базальтов зоны трансформных
разломов Чарли-Гиббса (Северная Атлантика)**

E.A. Chernysheva, G.S. Kharin

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

**Geodynamics and the types of basalts from the Charlie-Gibbs
fracture zone (North Atlantic)**

Базальты зон трансформных разломов обычно отличаются гораздо большим разнообразием составов, чем базальты спрединговых хребтов. Это обусловлено пространственным совмещением нескольких типов геодинамических обстановок и большой длительностью формирования трансформных разломов.

В результате дополнительных геохимических исследований по материалам 15-го рейса «Академик Курчатов» (Исландия и СОХ. Строение дна океана, 1977) и литературным данным (Hekinian, Aumento, 1973) базальты зоны трансформных разломов Чарли-Гиббса (ЧГТР) по составу главных петрогенных элементов отчетливо делятся на две группы: 1) низкотитанистые толеиты (<1,3 мас. % TiO₂) и 2) высокотитанистые базальты (>2,5 мас. % TiO₂) переменной щелочности, среди которых выделяются слабо и значительно дифференцированные разности.

К толеитам 1 группы относятся базальты, драгированные на подводной горе Минья, восточнее точки пересечения разлома с хребтом Рейкьянес (станция D1 по (Hekinian, Aumento, 1973)) и в западной части неактивной части разлома (станция D2). Из коллекции «Академика Курчатова» базальтам этого типа соответствует обр. 1330-1, драгированный на северном борту северного трога в центральной части активной зоны разлома. Этот же петрохимический тип базальтов является самым распространенным на всем протяжении хребта Рейкьянес от ЧГТР до Исландии.

Ко второму типу базальтов относятся образцы из коллекции Хекиньяна и Аументо, драгированные на срединном хребте ЧГТР в центре активного участка разлома (т. 204), а также серия наших образцов со станций 1328 и 1330 по северному борту активной части разлома, со станции 1324 западнее точки пересечения разлома и СОХ, и со станции 1315, удаленной почти на 300 км к западу от активной части разлома, расположенной неподалеку от точки D2, но на противоположном его борту. Базальты этого типа одновременно с высокими содержаниями титана отличаются повышенным содержанием суммарного железа (до 13,8 %) и калия (0,3–0,5 % в слабо дифференцированных разностях и от 0,4 до 2,0 % K₂O – в значительно дифференцированных, с содержанием MgO < 5,0 %). Примечательной чертой наибо-

лее обогащенных титаном базальтов является обильнейшая вкрапленность титаномагнетита и ильменита. При этом, обогащение базальтов титаном нельзя объяснить одним лишь процессом дифференциации расплавов: корреляция между накоплением титана и щелочей часто отсутствует. Так, максимально обогащенный титаном дифференцированный базальт 1315-2-1 содержит 4,61 мас. % TiO_2 и 0,40 % K_2O (пассивная часть разлома). В то же время в щелочном базальте 1330-2 содержание титана составляет 3,38 %, а K_2O – 2,03 % (активная часть разлома). Повышенная щелочность базальтов (K_2O 1,84–2,03 %, Na_2O до 4,17 %) в большей степени свойственна высокотитанистым породам из активной части разлома. Породы из пассивной части ЧГТР и толеиты 1 типа содержат около 2,5 % Na_2O и ниже.

Исследование геохимических особенностей базальтов ЧГТР выявило следующее. Толеитовый базальт 1 типа (обр. 1330-1) и наименее дифференцированный базальт 2-го типа (обр. 1324-1) имеют наибольшее сходство с базальтами раннего этапа раскрытия Северной Атлантики: плато Воринг и отмершего хребта Эгир в Норвежском бассейне (возраст около 40 млн лет). Они относительно бедны всеми несовместимыми редкими элементами, включая легкие рзэ, и имеют ряд геохимических «меток», свидетельствующих о присутствии материала континентальной коры в источнике выплавления базальтов. Судя по индикаторным отношениям Lu/Hf , Zr/Y и др. в породах, плавление (степень плавления 10–15%) происходило на небольших глубинах, при отсутствии остаточного граната в мантийном субстрате. Рассматриваемые базальты ЧГТР отличаются как от базальтов Ян-Майенской зоны разломов (скв. 345), с признаками большей глубины и меньшей степени плавления субстрата, так и от более молодых базальтов хребта Колбенсей, выплавлявшихся из более истощенного субстрата. Вероятно, эти базальты ЧГТР несут отпечаток многоэтапной истории раскрытия океана, когда ось спрединга из Центральной Атлантики проходила через трог Рокколл, восточнее современного хребта Рейкьянес.

Дифференцированные разности высокотитанистых базальтов 2-го типа значительно обогащены легкими рзэ и другими несовместимыми элементами, что характеризует их как продукты меньшей степени плавления мантийного субстрата. По характеру распределения редких элементов они почти тождественны плюмовым базальтам зоны Ян-Майенских разломов и хребта Ян-Майен (Чернышева, Харин, 2003). Несколько специфических отличий имеет лишь базальт 1315-2-1 из пассивной части разлома. Относительная глубина выплавления базальтов последовательно уменьшается от станции драгирования 1330 к 1328 и далее к станции 1315, что сопровождается возрастанием в базальтах содержания тяжелых рзэ и скандия – элементов, в наибольшей степени совместимых с мантийным гранатом. По всей вероятности, при повышенной тектонической активности зоны трансформного разлома и предполагаемом его расширении (Дубинин, 1987) происходило многократное частичное плавление мантийных ультрабазитов, их ме-

тасоматическое преобразование и новое плавление, в ходе которого извлекались и накапливались в расплаве щелочи, титан, железо, рзэ. Пониженные содержания Sr в дифференцированных расплавах исключают образование обычных для базальтов хромшпинелидов, и связывание Fe и Ti в кристаллизующихся породах в условиях малых глубин происходило в форме титаномагнетита и ильменита.

Таким образом, в зоне трансформных разломов Чарли-Гиббса наблюдаются базальты, наследующие геохимические особенности состава древних спрединговых зон Северной Атлантики, и специфические, собственно разломные базальты, связанные с геодинамическим режимом разломов, вероятно, не без участия глубинных мантийных плюмов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 06-05-64169.

In the Charlie-Gibbs fracture zone two main types of basalts occur: low-Ti and high-Ti ones, the latter are divided on slightly and more evolved. The most primitive basalts of the both types have inherited some geochemical features of the basalts from the ancient spreading structures of the North Atlantic (Voring Plato, extinct Aegir Ridge, and, may be, Rockall Trough). The evolved high-Ti basalts are the own fracture zone products.

Э.В. Шипилов

(Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск,
ship@polarcom.ru)

**Северный сегмент Норвежско-Гренландского бассейна:
асимметричный спрединг или вторичный?**

Новая геодинамическая модель эволюции

Ed.V. Shipilov

(Murmansk marine institute KSC RAS, Murmansk)

**The northern segment of the Norway-Greenland Basin:
asymmetrical or secondary spreading? New geodynamic model
of the evolution**

Рассматриваемый сегмент включает самое молодое звено спрединговой системы Северной Атлантики – хребет Книповича и спрединговый центр Моллой, разделяющие эту область Норвежско-Гренландского бассейна на две резко несимметричные части: впадину Бореальную и периокеанический прогиб Поморский (скрытый под осадочным чехлом). Молодой возраст функционирования спредингового центра хребта Книповича, по сравнению с хребтом Мона, подчеркивается его дискордантным (наложенным) расположением по отношению к линейным магнитным аномалиям океанического фундамента. Короткие отрезки этих аномалий отчетливо сохраняют простирающиеся свойства магнитным линеаментам в Гренландской и Лофотенской впадинах, сопровождавших аккрецию океанической коры в осевом спрединговом центре хребта Мона на протяжении всего кайнозоя. Следует заметить, что изначально одним из самых неясных моментов, вызывающих разногласия, являлось, и до сих пор остается, интерпретационное толкование здесь возраста непротяженных отрезков линейных магнитных аномалий, закартированных от зон трансформных разломов Гренландская и Сенья на юге до трансформы Моллой на севере. При этом поле развития отрезков этих аномалий, имеющих преимущественно ясную северо-восточную ориентировку, осложнено, помимо второстепенных трансформ, вмешательством просматривающихся элементов субмеридиональных румбов, согласованных с хребтом Книповича. Таким образом, можно полагать, что спрединговый центр хребта Книповича и сопровождающие его молодые линейные магнитные аномалии наложены на более древний структурный план полосовых магнитных аномалий имеющих северо-восточные простираения. И надо сказать, что указанная особенность находит подтверждение и при рассмотрении карты аномалий гравитационного поля.

Исследования последних лет показывают, что спрединговый центр хребта Книповича начал функционировать после 13 хрона. С восточной цепочкой наиболее высоких гребневых вершин хребта Книповича связана аномалия 3 (4 млн лет), хотя скважиной 344 вскрыта интрузия базальтов с возрастом по K-Ar 3

млн лет. А последней из линейных магнитных аномалий, идентифицированных к востоку от хребта, является 9 аномалия (около 29 млн лет).

В этой связи встает проблема объяснения здесь механизма резко выраженного асимметричного спрединга. Одна из наиболее популярных моделей, обсуждающей развитие этой части Норвежско-Гренландского бассейна, рассматривает механизм мелкоячеистой и косо́й сегментации осевой зоны спрединга хребта Книповича, позволяющей, в определенной мере, устранить противоречие между генеральным (практически меридиональным) простира́нием хребта и северо-восточной ориентировкой линейных магнитных аномалий.

Но все же обоснование механизма асимметричного спрединга, а положение хребта Книповича и его аномальная приближенность к Шпицбергенской окраине – около 80 км, указывает именно на это, не является достаточно убедительным по целому ряду позиций указанным выше и обсуждаемым далее. Слишком велика разница в площадях, генерированной спредингом океанической коры по западную и восточную стороны от хребта Книповича. Отклонения от модели идеального симметричного спрединга в Атлантике отмечаются повсеместно (также как и в Евразийском бассейне), но такая «амплитуда» аномальности в целом для этого океана нехарактерна.

Исходя из постулатов тектоники плит создававшаяся ситуация могла бы быть объяснена поглощением части океанической коры под Западно-Баренцевскую континентальную окраину. Можно согласиться с В.Е. Хаиным, что, по существу, формальные условия для этого имеются. В пределах относительно узкой полосы Поморского прогиба, зажатой между Западно-Баренцевской континентальной окраиной и хребтом Книповича, океанический фундамент резко изгибается и погружается на глубины 10–11 км. Характер его сочленения здесь с утоняющейся континентальной корой не ясен.

Вместе с тем и зоны субдукции вдоль Западно-Баренцевской окраины не устанавливаются. Следует отметить, однако, что в одной из опубликованной недавно работ, на основе интерпретационного анализа данных аэрогеофизической съемки, весьма кратковременный эпизод субдукционного эффекта предполагается на крайнем западе Евразийского бассейна, на начальном этапе его раскрытия. Однако геологического подтверждения этому также нет. Но наряду с этим существовавшей обстановки тектонического сжатия явилось формирование, объединенных до 13 хрона, Эуриканского и Западно-Шпицбергенского поясов деформаций, в условиях перемещения Гренландской плиты к северу.

Анализ материалов позволяет считать, что до 13 хрона (35–33 млн лет назад) блок хребта Ховгард входил в состав Западно-Баренцевской окраины и располагался в полосе нижней части континентального склона, чем и объясняется мощность его земной коры, достигающей 12–14 км, что, в общем, характерно для ряда асейсмичных хребтов.

Известные примеры формирования ряда асейсмичных хребтов (микроконтинентов) показывают неперенное существование первичных океанических бассейнов, в сторону которых мигрируют, при отрыве от континентальных окраин их отторженцы. В рассматриваемом случае к западу от Баренцевоморской окраины, до начала функционирования спредингового центра Книповича также уже существовал океанический бассейн, ассоциируемый с Бореальной впадиной. Анализ геодинамической ситуации приводит к выводу, что его спрединговый центр развивался синхронно с хребтом Мона, но в целом по размерам этот бассейн значительно уступал суммарной площади впадин Гренландской и Лофотенской. Отмирание этого спредингового центра, располагавшегося в Бореальной впадине, произошло практически одновременно с хребтом Эгир. Функционирование обоих этих срединно-океанических хребтов, начиная от хрона 24в, продолжалось не более 25–30 млн лет, как и отмечалось автором ранее.

Таким образом, асимметрия северной части Норвежско-Гренландского бассейна, в отличие от существующих воззрений, обосновывается двухэтапной историей развития этого сегмента Атлантики, обусловленной становлением первичного и вторичного центров спрединга. Положение асейсмичного хребта Ховгард к западу от хребта Книповича свидетельствует о существовании первичного океанического бассейна на месте Бореальной впадины, спрединг в которой завершился до 13 хрона. Вторичный спрединговый центр – хребет Книповича начал формироваться около рубежа позднего олигоцена – раннего миоцена. Он привел к отколу от Баренцевоморской окраины блока континентальной коры поднятия Ховгард. В ходе аккреции полосы новой океанической коры этот асейсмичный хребет мигрировал на запад до современного положения в пределах Бореальной океанической впадины.

Thus, as opposed to relevant conceptions it was disclosed that uncovering of the northern part of the Norway-Greenland basin was two-staged. Spreading center that had formed the Boreal basin functioned up to the 13th chron. Then axis of spreading step-wise moved to the foot of the Western Barents margin with development of new spreading center – Knipovich ridge. This determined apparent sharply contrasting asymmetric of the northern segment development of the Norway-Greenland basin, contained between transforms of Greenland-Senja and Molloy.

Э.В. Шипилов, Д.В. Деревянко

(Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск,
e-mail: ship@polarcom.ru)

**Тектоно-геодинамические обстановки формирования трога
Св. Анны**

Ed.V. Shipilov, D.V. Derevyanko

(Murmansk marine institute KSC RAS, Murmansk)

**Tectono-geodynamic environments of the St. Anna Trough
formation**

Отличительные особенности строения Карской (Северо-Карской) плиты, ее овалыные очертания, тектоническая позиция трога Св. Анны [1], облакающего этот экзотический террейн с юго-запада, палеомагнитная летопись дрейфа микроконтинента и изотопные датировки гранитоидов Таймыра [2] позволяют высказать некоторые соображения по поводу природы бассейна, разделяющего Свальбардскую и Карскую плиты (рис.).

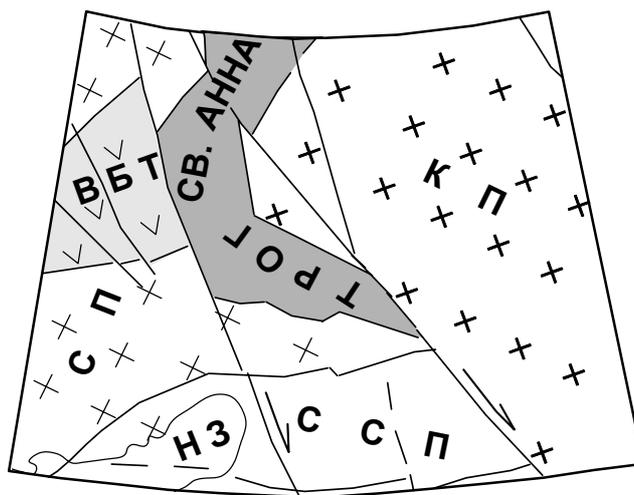


Рис. Схема тектонической позиции трога Св. Анны. Буквенные обозначения: СП – Свальбардская плита, ВБТ – северо-восточное звено Восточно-Баренцевского трога, НЗ – Новая Земля, ССП – Северо-Сибирский порог, КП – Карская плита.

Существуют две основные точки зрения, рассматривающие генезис окраинно-континентальных желобов Баренцево-Карской континентальной окраины, в том числе и желоба Св. Анны, с сугубо противоположных пози-

ций. Одни исследователи отдают предпочтение экзогенным факторам в их формировании, другие – тектоническим.

Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов приводит к следующим выводам относительно хронологии событий и тектоно-геодинамических обстановок в которых происходило формирование трога Св. Анны.

Представляется, что история становления бассейна Св. Анны началась с того момента когда на рубеже среднего и позднего палеозоя Карская плита (видимо, в компоновке с какими-то блоками нынешних центрально-арктических поднятий), проворачиваясь против часовой стрелки, вступила в геодинамические взаимоотношения с Сибирским кратоном. Начальная фаза этого процесса может быть охарактеризована не как столкновение, а как проскальзывающее схождение Карского микроконтинента с Сибирским кратоном. Затем эта геодинамическая обстановка сменилась на обдукцию, которая на Северном Таймыре обозначена двумя генерациями коллизионного гранитоидного магматизма – позднекарбоновой и раннепермской. Таким образом дальнейшее перемещение Карской плиты было, практически, заблокировано и, вероятнее всего, в данный отрезок времени и обозначился относительно стабилизированный контур бассейна Св. Анны.

По существующим воззрениям образование Восточно-Баренцевского трога (не вдаваясь в подробности рассмотрения вариантов его геодинамической природы) связывается с позднедевонско-карбонным этапом. Это позволяет заключить, что к моменту коллизии Карской плиты с Сибирским кратоном Восточно-Баренцевский трог уже существовал. Из этого следует, что крайнее северо-восточное звено последнего какое-то время было раскрыто через окраинно-континентальную трансформу либо сдвиговую зону разломов в узкой морской бассейн (прообраз впадины Св. Анны), локализованный между Свальбардской плитой и, проскальзывающей относительно нее, Карской. Такая обстановка геодинамических взаимоотношений и обусловила Т-образный характер сочленения Восточно-Баренцевской троговой системы и трога Св. Анны. Если это так, то подобная трактовка позволяет считать, что под бассейном Св. Анны могли сохраниться фрагменты океанической коры.

Судя по тому, что мощность верхнепермско-триасовых отложений в Восточно-Баренцевской мегадепрессии оценивается в 10–11 км, во впадине Св. Анны составляет около 3–4 км, а в пределах Карской плиты не достигает и 1 км, можно полагать, что именно на данном этапе бассейн Св. Анны объединяется с Восточно-Баренцевской троговой системой и становится ее новым, надстраивающим к северу, звеном. Вместе с тем, это указывает и на резкое отличие стиля развития Карской плиты от Свальбардской и Западно-Сибирской (Южно-Карский бассейн) в поздней перми – триасе.

В юрско-меловое время развитие северных областей Баренцево-Карской окраины всецело проходило под влиянием Американо-Азиатской генерации молодого океанообразования. В бассейне Св. Анны накапливаются преувеличенные мощности терригенных отложений и депоцентр осадконакопления

смещается к западу, а на востоке, в пределах Карской плиты, формируется тонкий плащ юрско-меловых осадков по мощности едва составляющий 1 км. Свальбардская плита на этом этапе была объята широким ареалом проявления юрско-мелового плюмового магматизма. На западе он охватывает Шпицберген, Землю Франца-Иосифа и прилегающий к ним шельф, а на востоке, судя по сейсмическим разрезам, включает бассейн Св. Анны, а далее на Карской плите не отмечен. Это еще один из ее отличительных штрихов в характере тектонического развития.

В кайнозой впадина Св. Анны также испытывала погружение, не смотря на общее воздымание окраины в условиях раскрытия Норвежско-Гренландского и Евразийского спрединговых океанических бассейнов. И лишь начиная с плицена, постепенно обозначилась общая тенденция опускания окраины и преобладания трансгрессивных условий. Трог Святой Анны приобретает современные очертания в связи с оживлением тектонических движений по разломам сбросового типа и зонам трещиноватости. Эти зоны в сочетании с углубленным рельефом как раз и обусловили избирательное моделирование поверхности дна экзарационной деятельностью ледников, оформившей окончательный морфоструктурный облик желоба Святой Анны.

По данным сейсмоакустического профилирования здесь на эродированной поверхности меловых пород залегает весьма незначительный по мощности покров четвертичных отложений.

Работа подготовлена в рамках выполнения тематики по Программе ОНЗ РАН №14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики (по программе Международного полярного года 2007–2008 гг.)».

1. *Шутилов Э.В.* Свальбардская и Карская плиты: палеозойская геодинамика и природа трога Св. Анны // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 6. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2006. С. 172–196.

2. *Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y. et al.* Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*. 398. 2005. P. 225–243.

The tectonic-geodynamical situations of the establishment of the Barents-Kara platform structure's northern periphery are discussed, formed mainly by the end of Paleozoic in connection with the accretion of the Pangea-II lithosphere. In connection with the expressed impressions the interpretation of a new model of the St. Anna trough origin is given.

В.С. Шкодзинский

(Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
e-mail: shkodzinskiy@diamond.ysn.ru, Якутск)

Влияние силы Кореолиса на мантийную конвекцию – причина асимметрии Тихого океана

V.S. Shkodzinsky

(Institute of geology of diamond and noble metals SB RAS, Yakutsk)

The influence of the Coriolis force on the mantle convection – the reason of the Pacific Ocean asymmetry

Возникновение силы Кореолиса обусловлено вращением Земли вокруг своей оси, вследствие которого каждая ее точка на поверхности в районе экватора движется со скоростью $V_1 = L/t = 4 \cdot 10^7 \text{ м} / 24 \cdot 3600 \text{ сек} = 463,5 \text{ м/сек}$ (L – длина экватора, t – продолжительность суток). На глубине 2900 км в подошве мантии эта скорость снижается до $V_2 = 252,5 \text{ м/сек}$. Всплывающее вещество под влиянием силы инерции должно стремиться сохранять свою пониженную линейную скорость вращения и поэтому будет отклоняться к западу, опускающееся вещество под влиянием изначально высокой скорости должно отклоняться к востоку.

Кинетическая энергия, выделяющаяся за счет силы Кореолиса при перемещениях вещества в мантии, равна $\Delta W_k = mV_1^2/2 - mV_2^2/2$, где m – масса вещества. Эта энергия при перемещениях на всю мощность мантии для 1 кг вещества составляет $\Delta W_k = 1 \text{ кг} \cdot (463,5^2 - 252,5^2) \text{ м}^2 \text{ сек}^{-2} / 2 = 151006 \text{ Дж}$. Энергия, выделяющаяся при всплывании через всю мантию вещества плюма, равна $\Delta W_b = m \nu \Delta T g h$. Коэффициент температурного объемного расширения для астеносферы $\nu = 3 \cdot 10^{-5} \text{ (}^\circ\text{)}^{-1}$, средняя разница температур плюма и вмещающей мантии $\Delta T = 160^\circ$ [1], мощность мантии $h = 2,9 \cdot 10^6 \text{ м}$. В этом случае для 1 кг всплывающего вещества $\Delta W_b = 1 \text{ кг} \cdot 3 \cdot 10^{-5} \text{ (}^\circ\text{)}^{-1} \cdot 160^\circ \cdot 9,81 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-2} \cdot 2,9 \cdot 10^6 \text{ м} = 136560 \text{ Дж}$. То есть, энергия, выделяющаяся за счет силы Кореолиса, несколько выше таковой, выделяющейся при всплывании плюмов. Следовательно, всплывание мантийных плюмов и погружение более холодного вещества по крайней мере в низких широтах, где величина силы Кореолиса является максимальной, должны происходить не вертикально, как обычно принимается, а в виде сильно наклонных потоков. Анализ данных [4] сейсмической томографии согласуется с этим выводом. На околоэкваториальных сечениях земного шара области, отражающие подъем в мантии разогретого вещества, протягиваются от границы с ядром к земной поверхности в виде широких полос, сильно наклоненных на запад в полном соответствии с направлением воздействия силы Кореолиса. Углы наклоны этих потоков к земной поверхности варьируют от примерно 45° до 30° , что согласуется с приведенными оценками соотношения энергий, выделяющихся при всплывании и за счет силы Кореолиса. На высоких широтах на подни-

мающееся и опускающееся вещество почти не воздействует сила Кореолиса, поэтому на меридиональных сечениях под северным полюсом наблюдается субвертикальный подъем разогретого вещества.

Существование в мантии закономерных отклонений потоков вещества от вертикальных объясняет ряд ранее непонятных явлений. Очевидно, что в длительно существующем Тихом океане, окаймленном зонами субдукции, вследствие отклонения поднимающегося разогретого вещества к западу движение океанической литосферы от срединно-океанического хребта в этом направлении должно происходить намного интенсивнее, чем в восточном. Это согласуется с тем, что здесь скорости западного и северо-западного раздвижения плит составляют 158, 146 и 106 мм/год, а восточного и юго-восточного 66, 86 и 47 мм/год [2], то есть скорость западного раздвижения в среднем в 2 раза выше, чем восточного. Такие скорости соответствуют примерно в 2 раза большей площади западной от хребта акватории океана по сравнению с восточной и с положением Тихоокеанского срединно-океанического хребта в восточной части океана. Занимающие большую часть Тихого океана западные плиты (Тихоокеанская и Филиппинская) движутся в среднем примерно в 2 раза быстрее к северо-западу, чем перемещаются восточные плиты (Кокос и Наска) в восточном и северо-восточном направлениях.

Анализ опубликованных данных [3] свидетельствует, что скорости погружения субдукционных плит в западном направлении в Тихом океане в среднем также почти в 2 раза выше, чем в восточном. При этом с увеличением географической широты положения зон субдукции скорость погружения плит в среднем уменьшается в связи с уменьшением в этом направлении линейной скорости вращения. Последнее явление указывает на то, что причиной высокой скорости погружения океанических плит в Тихом океане в западном направлении является не только их высокая плотность, связанная с древностью и низкой температурой (как обычно предполагается), но и влияние силы Кореолиса, приводящее к повышенной скорости течения разогретой астеносферы в западном направлении.

С отклонением к востоку опускающегося вещества под влиянием силы Кореолиса может быть частично связано в среднем более крутое погружение субдукционных плит в западной части Тихого океана по сравнению с восточной. Это подтверждается меньшими в среднем углами наклона погружающихся плит в западных субдукционных зонах высоких широт, где воздействие силы Кореолиса сильно пониженное. Крутое интенсивное погружение океанических плит сопровождается выжиманием и подъемом перед фронтом их опускания горячего астеносферного вещества. Данное явление видимо является причиной утонения и разрыва литосферы в тылу островных дуг и формирования здесь тыловых бассейнов с океанической корой, весьма характерных для западной части Тихого океана и отсутствующих в настоящее время в восточной.

Более интенсивные западные движения плит Тихого океана должны приводить к более интенсивному динамическому воздействию их на Азиатский континент по сравнению с Североамериканским и Южноамериканским. Это согласуется с тем, что полоса интенсивного развития связанного с Тихим океаном мезозойского магматизма и оруденения на Азиатском континенте примерно в 1,5–2 раза шире, чем на Северной и Южной Америке. Рассмотренные явления, обусловленные проявлением силы Кореолиса, объясняют ярко выраженную асимметрию строения Тихого океана. В более молодых океанах, не имеющих обширных зон субдукции, океаническая литосфера спаяна с континентальной и образует с ней единые плиты. Скорости и направления движения таких огромных плит зависят от процессов конвекции по существу под всеми океанами и континентами. Видимо поэтому в молодых океанах асимметрия строения проявлена менее отчетливо или не проявлена.

Отклонение поднимающегося разогретого мантийного вещества к западу под влиянием силы Кореолиса совместно с воздействием лунных приливов является причиной существования медленного (0,11 град/млн лет [5]) западного дрейфа литосферы и постепенного замедления вращения Земли. На ранней стадии эволюции вследствие высокой скорости вращения этот дрейф был более интенсивным и объясняет ряд ранее непонятных явлений (контроль кимберлитов и карбонатитов преимущественно субмеридиональными тектоническими нарушениями, повышенную алмазность кимберлитов, связанных с этими нарушениями и др.). Отклонение опускающихся потоков во внешнем ядре к востоку являются причиной несколько более быстрого (на 1,1 град/год [6]) вращения внутреннего ядра.

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд. СО РАН "ГЕО", 2001. 408 с.

2. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: КДУ, 2007. 244 с.

3. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

4. Su W., Woodward R.L., Dzewonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // Journ. Geophys. Res. 1994. V. 99. N B4. P. 6945–6980.

5. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the model of subduction // Journ. Geophys. Res. 1979. V. 84. N B3. P. 1049–1061.

6. Yong X., Richards P.S. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // Nature. 1996. V. 382. N 6588. P. 221–224.

Calculations and empirical data shown that ascending mantle plumes very deviate to the West under the influence Coriolis force. This caused more rapid motion of plates to the West in Pacific Ocean, big corners of dipping of subduction plates to the West and asymmetry this ocean.

В.М. Юбко

(ГНЦ Южморгеология, Геленджик, e-mail: yubko@ymg.ru)

Сейсмические линеаменты Тихоокеанской плиты**Valery M. Yubko**

(State Scientific Center “Yuzhmorgeologia”, Gelendzhik, Russia)

Seismic lineaments of the Pacific plate

На основе анализа материалов базы данных NOAA о сейсмических событиях во внутренних частях Тихоокеанской плиты, зафиксированных в период 08.1991–06.2006 гг. в процессе реализации проекта акустического мониторинга программы VENTS, охарактеризованы особенности сейсмической активности зоны Кларион-Клиппертон (ЗКК) и ее ближайшего окружения.

Установлено, что, на территории между 110°W–160°W и 5°N–20°N в данный период имели место 4679 сейсмических событий, в том числе непосредственно на площади ЗКК – 402 (табл. 1).

Таблица 1.

Количество и магнитуда источников сейсмических событий в пределах зоны Кларион-Клиппертон в период между августом 1991 и июлем 2006 гг.

Year	Number	Source Magnitude (dB re 1 micro-Pa @ 1m)		
		Min.	Max.	Average
1991	0	-	-	-
1992	6	216,95	227,17	222,00
1993	7	213,55	232,75	221,02
1994	3	218,56	233,17	227,27
1995	55	208,61	226,24	214,78
1996	32	205,14	226,22	216,39
1997	48	204,70	231,28	215,77
1998	80	206,27	234,47	216,23
1999	71	207,29	227,46	215,25
2000	39	207,93	227,96	217,18
2001	19	206,48	234,37	220,06
2002	25	175,02	226,12	206,94
2003	0	-	-	-
2004	3	213,91	248,08	229,15
2005	5	202,15	226,46	214,88
2006	5	210,15	228,69	217,64

Анализ комплекта схем расположения эпицентров сейсмических событий, зарегистрированных в отдельные годы, а также данных таблицы приводит к следующим выводам:

- Сейсмическая активность на площади ЗКК носит пульсационный характер;

- Последний период повышенной сейсмической активности приходится на 1995–2002 годы, а ее пик – на 1998–1999 годы;
- Распределение эпицентров сейсмических событий носит линейный характер с гавайской и ортогавайской ориентировкой линейных элементов. Наиболее протяженный линейный элемент имеет гавайскую ориентировку и транзитно прослеживается к юго-востоку от о. Гавайи через всю ЗКК. В геоморфологическом плане ЗКК данному линейному элементу соответствует пологое поднятие 2 порядка, в пределах которого работами ГНЦ «Южморгеология» установлены признаки недавней вулканической и гидротермальной активности
- В сейсмической активизации линейных элементов просматриваются признаки ее пространственно-временной упорядоченности. Первоначально активизируются линейные элементы ортогавайской ориентировки, расположенные в районе Гавайских островов с последующим смещением фронта сейсмичности к юго-востоку. Затем, также в районе Гавайских островов, активизируются линейные элементы гавайской ориентировки и тоже с последующим продвижением сейсмической активности в направлении с северо-запада на юго-восток.

Особенности пространственного размещения, ориентировки и сейсмической активизации линейных элементов на площади ЗКК дают основания предполагать, что их возникновение обусловлено дифференциальным характером движения геоблоков земной коры в процессе горизонтального смещения и погружения Тихоокеанской плиты в северо-западном (гавайском) направлении.

По-видимому, эти движения осуществляются в два этапа. Первому этапу соответствуют нисходящие движения геоблоков, начиная с крайне западных, а затем последовательно все более восточных. Сейсмические эффекты этих движений и проявляются в возникновении сейсмических линейных элементов ортогавайской ориентировки, приуроченных к соответствующим границам геоблоков.

На втором этапе геоблоки испытывали горизонтальные движения вдоль вектора смещения Тихоокеанской плиты. Причиной возникновения сейсмических линейных элементов гавайской ориентировки в этом случае могут служить эффекты на границах индивидуальных геоблоков, вызванные различиями в скоростях их движения.

Results of analysis of the set of epicenter layouts of the seismic events, registered during 08.1991 – 06.2006 years inside of the Clarion-Clipperton Fracture in connection with Pacific plate moving are discussed.

R. Freitag

(Inst. of Earth Sciences Univ. Jena, Germany, e-mail: ralf.freitag@uni-jena.de)

Deformation and mechanical coupling of an active fore-arc in Space and Time, Kamchatka, Russian Federation

The growth of continental crust by accretion of allochthonous terranes at the active margin of Kamchatka is documented since Mesozoic times. This growth is expressed by differential uplift and exhumation of seismotectonic and morphotectonic blocks of the accretionary wedge along the Kamchatka trench. Kinematics of uplift and exhumation must be grasped by analysing the deformation with structural and neotectonic matters and quantified by thermochronological methods up to Lower Pliocene times. Due to differential uplift of seismotectonic blocks and sea level changes, numerous (sub-)recent marine and alluvial terraces have been formed on Kamchatka. Radiometric dating of these terraces allows the documentation and quantification of the relative vertical movement of the seismotectonic blocks with very high resolution up to recent times.

We need to understand and characterise the coherence between lower plate convergence (of geometry, direction, velocity) and upper plate deformation, in other words the seismic and mechanical coupling between upper and lower plate along the Kamchatka trench trough time.

Lower plate material is being segmented and subducted at the active margin of Kamchatka in the area of the Aleutian arc. The deformation is being partitioned on numerous dextral strike-slip faults in the Komandorsky shear zone. The velocity of convergence of distinct lower plate segments decrease from ~ 8.0 cm/yr in the south (Pacific Plate) to 0 cm/yr in the north (North American Plate). Due to these different velocities of convergence, differential uplift occurs in the Kamchatka fore-arc, fault-bounded seismotectonic blocks are getting uplifted and rotated. The mean exhumation rates and the uplift rates(?) correlates with the velocity of lower plate convergence (Fig.). Uplift rates of individual segments of the upper plate can be determined by dating of Pliocene and Quaternary marine and alluvial terraces. The shortening of the upper plate can be reconstructed from the uplift rates, and can be correlated to the lower plate convergence. Additional, segment boundaries might be distinguished.

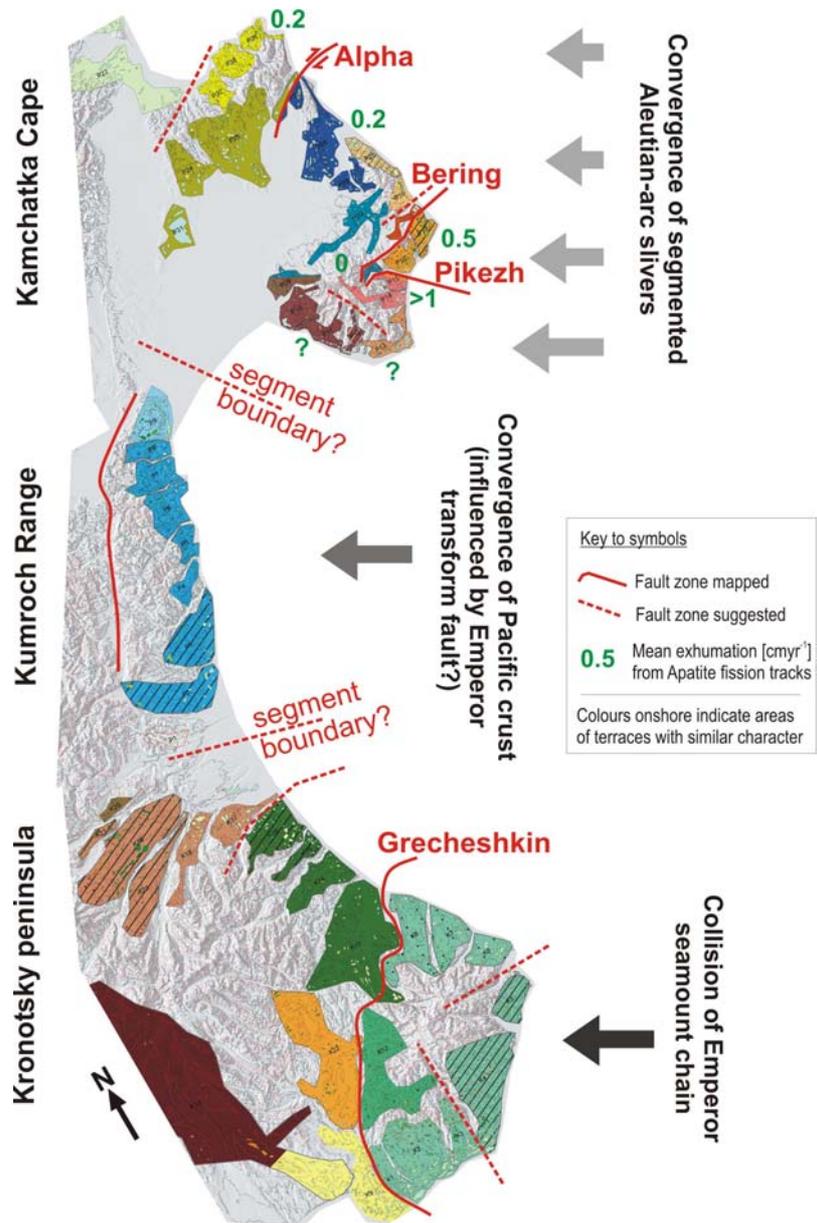


Fig. Relation between lower plate convergence, fore-arc geometry, exhumation and marine and alluvial terraces. Terraces are classified by elevation, inclination, number and size and combined to areas with same or similar colours.

**Chr. Gaedicke¹, S. Ladage¹, D. Franke¹, S. Neben¹,
M. Schnabel¹, B. Baranov², Y. Djajadihardja³**

(¹Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR)

Stilleweg 2, 30655 Hanover, Germany; christoph.gaedicke@bgr.de; ²Institute of Oceanology, Nakhimovsky Prospect, 117997 Moscow, Russia; ³Agency for the Assessment & Application of Technology (BPPT), Thamrin, Jakarta 10340, Indonesia)

Imaging the Architecture of the Northern Sumatra Margin and the Tectonic Boundary between the Giant Northern Sumatra Earthquakes: A Multidisciplinary Geophysical Experiment

The rupture areas of the two giant Sumatra earthquakes were in the scope of two geophysical experiments conducted in 2006 by RV Sonne (SO186 – SeaCase & SO189 – SUMATRA Cruises). The investigated area extends from northern Aceh to south off Siberut, where the Indo-Australian Plate subducts highly obliquely under the Sumatra margin. Methods applied comprise acquisition of more than 9700 km multi-channel seismic profiles, gravity, magnetic, and high resolution swath bathymetry.

The sediments covering the oceanic crust between the Ninety East Ridge and the trench are up to 3.5 s TWT thick. They are dissected by numerous, conjugating normal faults, oriented subparallel to the plate boundary, with many that penetrate the oceanic crust. The sedimentary thickness decreases to the south to 2.5 s TWT. In front of the accretionary wedge toe a frontal, landward vergent anticlines develop in some parts above a seaward dipping proto-thrust fault. Landward vergent folding is exceptional at accretionary prisms, and only along the also obliquely converging Cascadia margin described. This seaward dipping proto-thrust may evolve in the frontal accretionary prism to a ramp on which the entire trench fill slides upward over earlier accreted material. The upper succession that is only slightly deformed, shows striking similarities to the trench fill. Upward sliding on the ramp leads to doubling of the sedimentary succession and the formation of a plateau that is observed in the rupture area of the Dec 2004 segment.

Segmentation observed during rupture process and in aftershock data corresponds with morpho-tectonic domains found in the new acquired data. The outer arc of the rupture area of the Dec. 2004 is dominated by a wide plateau at 1500 m water depth. Small scale mass wasting processes and landslides occur. The rupture area of the March 2005 earthquake spreads between southern Simeulue to Nias Islands. Here the prism structure changes forming antiformal stacks, steeper slopes and a pronounced outer arc high. In this area indentation and subduction of the ancient Wharton Ridge and the Investigator Fracture Zone govern the architecture of the accretionary prism.

Two mega-thrust events occurred off northern Sumatra on December 26th 2004 (Mw=9.1–9.3) that produced a devastating tsunami, and on March 28th 2005 (Mw=8.6). Seismological investigations, GPS measurements, as well as in-

situ and remote observation of vertical motion on the fore-arc islands show both, an abrupt southern termination of the large December 2004 rupture and a sharp northern termination of the rupture zone of the March 2005 mega-thrust.

With the acquired marine geophysical data (reflection and refraction seismics, magnetics, gravity and bathymetry) for the first time the boundary has been imaged. From wide-angle/refraction seismic data it becomes clear that there is an abrupt arc parallel depth change of 3 kilometres within 40 kilometres in the oceanic crust SW of Simeulue Island. The change in depth obtained in wide angle reflections corresponds with a change in depth and also the reflectivity of the oceanic crust reflection in MCS data. We interpret that the abrupt depth change originates from a ramp or tear in the subducted oceanic crust. The discontinuity in the oceanic crust likely trends NNE and is east of a continuation of an extinct fracture zone on the subducting Indo-Australian plate, indicating a pervasive lower plate control on margin structure, particularly its segmentation. The tear may be the reason for rupture propagation termination of the great December 26th 2004 and March 28th 2005 Sumatra Andaman earthquakes. At the ramp or tear, strain is decoupled resulting in a tectonic boundary for earthquake propagation.

Алфавитный указатель

Абрамова А.С.	82	Гандюхин В.В.	114
Алексеев М.Н.	4	Гилод Д.А.	39
Андреев В.М.	6	Гильманова Г.З.	239
Антонов А.В.	192	Гончарова Н.В.	49, 52
Асавин А.М.	209, 212	Городницкий А.М.	55
Базылев Б.А.	9	Греку Р.Х.	58
Баланюк И.Е.	200	Греку Т.Р.	58
Барамыков Ю.Е.	12, 82, 146	Григоренко Е.С.	197
Баранов Б.В.	186	Грохольский А.Л.	71
Баренбаум А.А.	15	Губенков В.В.	59
Баркин Ю.В.	18, 21, 24, 188	Гуревич Н.И.	62
Белоус О.В.	27, 119	Гуринов М.Г.	125
Беляцкий Б.В.	192	Гусева Ю.Б.	114
Бирюков В.Ю.	74	Деметц Ч.	224
Богданов Ю.А.	105	Демиденко Н.А.	65
Бондаренко В.И.	29, 32	Деревянко Д.В.	271
Бондаренко Г.Е.	221	Дмитриевский А.Н.	200
Бордиян О.В.	99, 186	Добролюбова К.О.	68, 82
Брусиловский Ю.В.	34, 37	Дозорова К.А.	186
Булычев А.А.	39	Дубинин Е.П.	71
Бычкова Я.В.	215	Ермолов А.А.	74
Бяков А.Ю.	181	Ескин А.Е.	82
Ванштейн Б.Г.	88	Ефимов А.А.	77
Вержбицкий В.Е.	195	Ефимов В.Н.	82
Веселов О.В.	40	Жамойда В.А.	167
Волокитина Л.П.	244	Жигулев В.В.	128
Гаврилов А.А.	43, 46	Жулёва Е.В.	80
Гайдаш С.П.	183	Зайончек А.В.	82
Галушкин Ю.И.	71	Зайцев А.Н.	39

Зарайская Ю.А.	82, 85	Малютин Ю.Д.	55
Зверев А.С.	133, 136	Матвеенков В.В.	244
Зинченко А.Г.	88, 155	Мельников М.Е.	170
Иваненко А.Н.	34, 37, 55, 90, 183	Мельниченко Ю.И.	139
Ильёв А.Я.	92, 128	Меркурьев С.А.	62, 224
Ильин А.В.	95	Мирлин Е.Г.	164, 227
Казакевич Г.И.	244	Миронов Ю.В.	230
Казанский Б.А.	203	Моисеев А.В.	233
Казьмин В.Г.	206	Мутовкин А.Д.	82
Карнаух В.Н.	102, 178	Мысливец В.И.	133
Карп Б.Я.	99, 102, 178, 186	Немченко Г.С.	142
Катков С.М.	221	Нестерова Е.Н.	167
Коболев В.П.	105	Носков А.И.	74
Когарко Л.Н.	209, 212	Огородов С.А.	74
Колодяжный С.Ю.	146	Пейве А.А.	82, 250
Кононов В.Э.	128	Печерский Д.М.	236
Корж А.О.	49	Подгорный В.Я.	239
Корчагин И.Н.	111	Полякова А.М.	144
Кочергин А.В.	92	Пономарев А.С.	82, 146
Кузнецова М.В.	88	Попков В.И.	149
Куликов В.С.	215	Попов К.В.	9
Куликов Е.Ю.	39	Пушаровский Ю.М.	152
Куликова В.В.	215	Разницин Ю.Н.	241
Куренной Д.Н.	167	Разуваева Е.И.	155
Кутас Р.И.	108	Рашидов В.А.	29, 32, 244
Лаврушин В.Ю.	82	Родионова Э.П.	82
Левашов С.П.	111	Родников А.Г.	158
Лейбман М.А.	88	Розова А.В.	161
Лейченков Г.Л.	114	Ромахова Г.П.	52
Леликов Е.П.	218	Рундквист Д.В.	164
Леонова Т.Д.	116	Рябчук Д.В.	167
Лепехина Е.Н.	192	Ряховский В.М.	164
Лепешко В.В.	119	Сафьянов Г.А.	136
Летягина Е.А.	82	Свешников А.А.	71
Ломтев В.Л.	122, 125, 128	Седов А.П.	244
Лукьянов С.В.	244	Седышева Т.Е.	170
Лучицкая М.В.	221	Селивёрстов Н.И.	247
Лыгина Т.И.	131	Семакин В.П.	92
Маев Е. Г.	133, 136	Сеначин В.Н.	173
Маликина Ю.Я.	82	Сергеев К.Ф.	128

Сергеев С.А.	192	Чернышева Е.А.	265
Серов П.А.	88	Чехович В.Д.	262
Сколотнев С.Г.	146, 250, 259	Шельтинг С.К.	6
Слагода Е.А.	88	Шипилов Э.В.	268, 271
Сколотнев С.Г.	146, 250, 259	Шельтинг С.К.	6
Слагода Е.А.	88	Шипилов Э.В.	268, 271
Соколов С.Д.	195	Шишкина Н.А.	55
Соколов С.Ю.	68, 82, 250	Шкодзинский В.С.	274
Сорокина В.В.	175	Шрейдер А.А.	39
Спиридонов М.А.	167	Шулятин О.Г.	192
Сухов А.Н.	262	Щербakov В.П.	9
Суховеев Е.Н.	178	Юбко В.М.	277
Суцеская Н.М.	82, 253	Якимчук Н.А.	111
Съедин В.Т.	139	Ямпольский К.П.	82
Тихонова Н.Ф.	206	Baranov B.	281
Турко Н.Н.	146, 250	Djajadihardja Y.	281
Тучкова М.И.	195, 255	Franke D.	281
Удинцев Г.Б.	258	Freitag R.	279
Усов В.В.	82	Gaedicke Chr.	281
Филин А.М.	34, 55	Ladage S.	281
Фоменко В.А.	181	Neben S.	281
Фонарев Г.А.	183	Schnabel M.	281
Фроль В.В.	85, 136, 161		
Харин Г.С.	265		
Харитонов А.Л.	183		
Цой И.Б.	99, 102, 218		
Цуканов Н.В.	146, 259		
Чамов Н.П.	68, 82, 146		
Черных А.А.	82		

СОДЕРЖАНИЕ

Геофизика и геоморфология дна морей и океанов

<i>М.Н. Алексеев</i> Палеогеографическая зональность дальневосточных и зарубежных окраинных морей, их шельфов и побережий и крупных геоморфологических событий	4
<i>В.М. Андреев, С.К. Шельтинг</i> К геоморфологии российского сектора Чёрного моря	6
<i>Б.А. Базылев, К.В. Попов, В.П. Щербаков</i> Петромагнитные исследование эффектов метаморфизма океанических перидотитов	9
<i>Ю.Е. Барамыков</i> Оценка мощности контуритов в районе канала Вима	12
<i>А.А. Баренбаум</i> О происхождении и механизме роста подводных гор	15
<i>Ю.В. Баркин</i> Глобальное возрастание среднего уровня океана и ошибочная трактовка роли тепловых факторов	18
<i>Ю.В. Баркин</i> Механизмы возрастания среднего уровня океана и решение “attribution problem”	21
<i>Ю.В. Баркин</i> Предсказание вариаций среднего уровня океана с часовыми периодами	24
<i>О.В. Белоус</i> Мощность осадочного чехла в Беринговоморском регионе и ее рельефообразующее значение	27
<i>В.И. Бондаренко, В.А. Рашидов</i> Погребенные подводные вулканы западного склона о. Парамушир (Курильская островная дуга)	29
<i>В.И. Бондаренко, В.А. Рашидов</i> Геоморфология и тектоника Средних Курил	32
<i>Ю.В. Брусиловский, А.Н. Иваненко, А.М. Филлин</i> Геомагнитная съемка в центральной части Каспия	34
<i>Ю.В. Брусиловский, А.Н. Иваненко</i> Магнитное поле подводного хребта Сакура (Курильская котловина)	37
<i>А.А. Булычев, Д.А. Гилод, А.Н. Зайцев, Е.Ю. Куликов, А.А. Шрейдер</i> Первые данные о геохронологии океанской литосферы в области трансформного разлома Романш (Экваториальная Атлантика)	39
<i>О.В. Веселов</i> Геотермический режим Охотоморского региона	40
<i>А.А. Гаврилов</i> Разрывные нарушения как фактор морфогенеза в береговых зонах (залив Петра Великого, Японское море)	43

<i>А.А. Гаврилов</i> Связь береговых зон Японского моря с планетарными и региональными разломами	46
<i>Н.В. Гончарова, А.О. Корж</i> К вопросу о водообмене в условиях сложного рельефа Горла Белого моря	49
<i>Н.В. Гончарова, Г.П. Ромахова</i> О связи рельефообразующих факторов Балтийского и Белого морей	52
<i>А.М. Городницкий, А.М. Филлин, Ю.Д. Малютин, А.Н. Иваненко, Н.А. Шишкина</i> Аномальное магнитное поле южной части Баренцева моря и его связь с геологическим строением дна	55
<i>Р.Х. Греку, Т.Р. Греку</i> Вертикальный разрез структуры срединно-океанических хребтов вдоль пограничной зоны Антарктической литосферной плиты	58
<i>В.В. Губенков</i> Современные эрозионно-аккумулятивные процессы в абиссали восточной части Черного моря	59
<i>Н.И. Гуревич, С.А. Меркурьев</i> Эволюция северной части Американо-Азиатского бассейна, СЛО, по геофизическим данным	62
<i>Н.А. Демиденко</i> Эрозионно-аккумулятивные процессы в эстуарии р. Мезени	65
<i>К.О. Добролюбова, Н.П. Чамов, С.Ю. Соколов</i> Новые данные по геоморфологии северного сегмента хребта Книповича	68
<i>Е.П. Дубинин, Ю.И. Галушкин, А.Л. Грохольский, А.А. Свейников</i> Реологические свойства литосферы рифтовых зон СОХ при разных значениях скорости спрединга и температуры мантии	71
<i>А.А. Ермолов, А.И. Носков, В.Ю. Бирюков, С.А. Огородов</i> Геоморфология дна Байдарацкой и Обской губ Карского моря	74
<i>А.А. Ефимов</i> Природа третьего сейсмического слоя Мирового океана: возможный вклад русской науки в глобальную проблему аккреции океанической литосферы	77
<i>Е.В. Жулёва</i> Объёмы вулканических гор и некоторые особенности формирования океанической литосферы	80
<i>А.В. Зайончек, К.О. Добролюбова, А.А. Пейве, С.Ю. Соколов, Н.П. Чамов, Э.П. Родионова, В.Ю. Лаврушин, А.Е. Ескин, Н.М. Суцеская, В.Н. Ефимов, А.С. Абрамова, Ю.Е. Барамыков, Ю.А. Зарайская, А.С. Пономарев, Е.А. Летьгина, Ю.Я. Маликина, А.Д. Мutowкин, В.В. Усов, А.А. Черных, К.П. Ямпольский</i> Новые данные о строении континентальной окраины Атлантического океана западнее архипелага Шпицберген	82
<i>Ю.А. Зарайская, В.В. Фроль</i> Рельеф и сейсмичность хребта Рейкьянес	85

<i>А.Г. Зинченко, М.А. Лейбман, Е.А. Слагода, Б.Г. Ванштейн, М.В. Кузнецова, П.А. Серов</i> Формирование термоденудационного рельефа в прибрежной зоне Югорского п-ва, Карское море	88
<i>А.Н. Иваненко</i> Новые алгоритмы обработки данных морской магнитной градиентной съемки	90
<i>А.Я. Ильёв, В.П. Семакин, А.В. Кочергин</i> Поэтажное тектоническое районирование Охотского моря	92
<i>А.В. Ильин</i> Морфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта как суперпозиция структурных преобразований новообразованной земной коры	95
<i>Б.Я. Карп, О.В. Бордиян, И.Б. Цой</i> Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления в центральной части Курильской островной дуги	99
<i>В.Н. Карнаух, Б.Я. Карп, И.Б. Цой</i> Структура фундамента и сейсмостратиграфия осадочного чехла северо-восточной части Японской котловины в районе возвышенности Богорова (Японское море)	102
<i>В.П. Коболев, Ю.А. Богданов</i> Кольцевая структура в Черном море к западу от Тарханкутского п-ова: астроблема?	105
<i>Р.И. Кутас</i> Геотермические условия зон газовыделения и грязевого вулканизма в Черном море	108
<i>С.П. Левашов, Н.А. Якимчук, И.Н. Корчагин</i> Возможности геоэлектрических методов при геолого-геофизических исследованиях в морских акваториях	111
<i>Г.Л. Лейченко, Ю.Б. Гусева, В.В. Гандюхин</i> Ранняя история оледенения Восточной Антарктиды: результаты интерпретации морских сейсмических данных	114
<i>Т.Д. Леонова</i> Геоморфологическое районирование побережья залива Николая	116
<i>В.В. Лепешко, О.В. Белоус</i> Парагенезы структур выравнивания и деформаций в зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения	119
<i>В.Л. Ломтев</i> К строению дна и истории Охотского моря	122
<i>В.Л. Ломтев, М.Г. Гуринов</i> Грязевулканы полигона Н10-2 в Магеллановых горах (Восточно-Марианская котловина, ЮЗ Пацифика)	125
<i>В.Л. Ломтев, А.Я. Ильев, В.В. Жигулев, В.Э. Кононов, К.Ф. Сергеев</i> Новые данные о строении гайотов Несмеянова и ТОИ (Магеллановы горы, ЮЗ Пацифика)	128
<i>Т.И. Лыгина</i> Линейные субвулканические тела и воронкообразные депрессии как проявление среднемиоценовой тектонической активизации одного из участков провинции Клариион-Клиппертон	131

<i>Е. Г. Маев, В. И. Мысливец, А. С. Зверев</i> К истории развития Таганрогского залива	133
<i>Е.Г. Маев, Г.А. Сафьянов, В.В. Фроль, А.С. Зверев</i> Строение осадочной толщи и рельефа фундамента на дне пролива Великая Салма (Белое море)	136
<i>Ю.И. Мельниченко, В.Т. Съедин</i> Вулканотектоника и развитие Япономорской впадины	139
<i>Г.С. Немченко</i> Исследование структуры осадочного чехла зоны деформации в центральной части Тихого океана	142
<i>А.М. Полякова</i> Волны цунами в Приморье	144
<i>А.С. Пономарев, Н.Н. Турко, Ю.Е. Барамыков, С.Г. Сколотнев, С.Ю. Колодяжский, Н.П. Чамов, Н.В. Цуканов</i> Геоморфология котловины Зеленого мыса в зоне сочленения с континентальным подножьем	146
<i>В.И. Попков</i> Глубинное строение Северного Каспия по данным аэромагнитной съемки	149
<i>Ю.М. Пуцаровский</i> Морфоструктурные черты и тектоническая типизация глубоководных впадин Индийского океана	152
<i>Е.И. Разуваева, А.Г. Зинченко</i> Новые данные о мезорельфе дна Кольского желоба (Баренцево море)	155
<i>А.Г. Родников</i> Глубинное строение континентальных окраин западной части Тихого океана	158
<i>А.В. Розова, В.В. Фроль</i> Исследование глубинных неоднородностей строения Срединно-Атлантического хребта методами морфометрического анализа рельефа	161
<i>Д.В. Рундквист, В.М. Ряховский, Е.Г. Мирлин</i> Типизация основных структур Мирового океана на базе ГИС-технологий	164
<i>Д.В. Рябчук, М.А. Спиридонов, В.А. Жамойда, Е.Н. Нестерова, Д.Н. Куренной</i> Литодинамика северной береговой зоны восточной части Финского залива	167
<i>Т.Е. Седьшева, М.Е. Мельников</i> Особенности геоморфологического строения гайотов Скорняковой и Гордина. Магеллановы горы, Тихий океан	170
<i>В.Н. Сеначин</i> Изостатические аномалии Азиатско-Тихоокеанской активной окраины как индикатор конвективного погружения вещества в нижнюю мантию	173
<i>В.В. Сорокина</i> Особенности терригенного осадконакопления в Азовском море во второй половине XX века	175
<i>Е.Н. Суховеев, Б.Я. Карп, В.Н. Карнаух</i> Строение осадочного слоя и акустического фундамента котловины Дерюгина (Охотское море)	178

<i>В.А. Фоменко, А.Ю. Бяков</i> Геодинамические донные станции для раннего оповещения сейсмической активности	181
<i>Г.А. Фонарев, А.Н. Иваненко, А.Л. Харитонов, С.П. Гайдаш</i> Пространственно-временная магнитометрия	183

**Симпозиум памяти Л.П. Зоненшайна
«Тектоника литосферных плит»**

<i>Б.В. Баранов, Б.Я. Карп, К.А. Дозорова, Бордиян О.В.</i> Сильнейшие землетрясения 2006-2007 г.г. на Центральных Курилах, строение их преддуговой области и сейсмический прогноз	186
<i>Ю.В. Баркин</i> Механизм планетарных деформаций дна океана и явления регрессии, трансгрессии и инверсии уровня океана в геологической истории	188
<i>Б.В. Беляцкий, Е.Н. Лепехина, А.В. Антонов, О.Г. Шулятин, С.А. Сергеев</i> Возраст и происхождение цирконов габброидов САХ	192
<i>В.Е. Вержбицкий, С.Д. Соколов, М.И. Тучкова</i> Новые данные о структуре острова Врангеля: предварительные результаты международной экспедиции	195
<i>Е.С. Григоренко</i> Магматическая активность и термальные события на востоке Малкинского поднятия (Срединный хребет, Камчатка): трековое датирование цирконов барабской свиты	197
<i>А.Н. Дмитриевский, И.Е. Баланюк</i> Геодинамические критерии в формировании нетрадиционных залежей углеводородов	200
<i>Б.А. Казанский</i> Геодинамическая интерпретация распределения океанических базальтов	203
<i>В.Г. Казьмин, Н.Ф. Тихонова</i> Эпохи раскрытия окраинных морей на юго-западной окраине Евразии в мезозое и кайнозое	206
<i>Л.Н. Козарко, А.М. Асавин</i> Особенности изотопии первичных калиевых щелочных магм Атлантического океана	209
<i>Л.Н. Козарко, А.М. Асавин</i> Петрохимическое районирование внутриплитного щелочного магматизма Атлантики	212
<i>В.В. Куликова, В.С. Куликов, Я.В. Бычкова</i> Реликты раннедокембрийской океанической коры на востоке Фенноскандинавского щита	215
<i>Е.П. Леликов, И.Б. Цой</i> Геологическое строение центральной части подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги)	218
<i>М.В. Лучицкая, Г.Е. Бондаренко, С.М. Катков</i> Постколлизийные гранитоиды Алярмаутского поднятия Западной Чукотки: особенности состава и возраст	221

<i>С.А. Меркурьев, Ч. Деметц</i> Детальная кинематика границы Северо-Американской-Евразийской плит за последние 20 млн. лет на основе густой сети магнитометрических данных	224
<i>Е.Г. Мирлин</i> Проблемы геодинамики океанов в свете синергетики геосистем	227
<i>Ю.В. Миронов</i> Пояса островных дуг в зоне сочленения Евразии с Тихим и Индийским океанами: особенности мантийно-корового субстрата, геохимии и эволюции магматизма	230
<i>А.В. Моисеев</i> Изучение деформаций третичных отложений Западной Камчатки (Точилинский разрез) в контексте кайнозойской геодинамики Охотоморского региона	233
<i>Д.М. Печерский</i> Геомагнитное поле и суперплюмы	236
<i>В.Я. Подгорный, Г.З. Гильманова</i> Плотностная структура литосферы зоны коллизии о. Тайвань по результатам гравитационного моделирования	239
<i>Ю.Н. Разницин</i> Субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики	241
<i>А.П. Седов, Г.И. Казакевич, В.В. Матвеенков, Л.П. Волокитина, С.В. Лукьянов, В.А. Рашидов</i> Возможный механизм образования вулканических цепей Французской Полинезии	244
<i>Н.И. Селивёрстов</i> Гидроконвекционная гипотеза островодужного магматизма	247
<i>С.Г. Сколотнев, С.Ю. Соколов, А.А. Пейве, Н.Н. Турко</i> Особенности аккреции коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта в районе плавления аномальной мантии вблизи разлома Мартин Вас (Южная Атлантика)	250
<i>Н.М. Суцёвская</i> Закономерности толеитового магматизма Индо-Атлантического сегмента Земли	253
<i>М.И. Тучкова</i> Древние пассивные континентальные окраины: седиментация и литогенез	255
<i>Г.Б. Удинцев</i> Океанские ворота океана, динамика их развития и влияния на климат Земли	258
<i>Н.В. Цуканов, С.Г. Сколотнев</i> Палеоостроводужные системы в аккреционной структуре Камчатки: гетерогенность природы фундамента и вулканических комплексов	259
<i>В.Д. Чехович, А.Н. Сухов</i> Поднятие Обручева (Гавайско-Императорский хребет) – реконструкция событий в кайнозое	262
<i>Е.А. Чернышева, Г.С. Харин</i> Геодинамика и типы базальтов зоны трансформных разломов Чарли-Гиббса (Северная Атлантика)	265
<i>Э.В. Шитлов</i> Северный сегмент Норвежско-Гренландского бассейна: асимметричный спрединг или вторичный? Новая геодинамическая модель эволюции	268

<i>Э.В. Шитлов, Д.В. Дервянко</i> Тектоно-геодинамические обстановки формирования трога Св. Анны	271
<i>В.С. Шкодзинский</i> Влияние силы Кореолиса на мантийную конвекцию – причина асимметрии Тихого океана	274
<i>В.М. Юбко</i> Сейсмические линеаменты Тихоокеанской плиты	277
<i>R. Freitag</i> Deformation and mechanical coupling of an active fore-arc in Space and Time, Kamchatka, Russian Federation	279
<i>Chr. Gaedicke, S. Ladage, D. Franke, S. Neben, M. Schnabel, B. Baranov, Y. Djajadihardja</i> Imaging the Architecture of the Northern Sumatra Margin and the Tectonic Boundary between the Giant Northern Sumatra Earthquakes: A Multidisciplinary Geophysical Experiment	281

Дополнение

<i>В.Л. Ломтев, А.Я. Ильев, В.В. Жигулев, В.Э. Кононов, К.Ф. Сергеев, М.Г. Гуринов</i> К строению Магеллановых гайотов (ЮЗ Пацифика)	284
<i>Г.И. Мишукова, В.Ф. Мишуков, А.И. Обжиров</i> Влияние подводных выходов углеводородов на динамическую структуру поверхности моря на акватории залива Петра Великого Японского моря	287
<i>М.Н. Смирнова</i> Гиперборейская платформа: реальность или миф?	289
Алфавитный указатель	292

CONTENTS

Sea floor geophysics and geomorphology

<i>M.N. Alekseev</i> Paleogeographic zonation of Far Eastern and foreign margin seas, their shelves and coastal areas and significant geomorphological events	4
<i>V.M. Andreev, S.K. Shelting</i> For Geomorphology of the Russian Black Sea	6
<i>B.A. Bazylev, K.V. Popov, V.P. Shcherbakov</i> Petromagnetic studies of the Effects Metamorphic Recrystallization of oceanic Peridotites	9
<i>Y.E. Baramykov</i> Estimation of contourites thickness in Vema channel	12
<i>A.A. Barenbaum</i> On origin and mechanism of submarine mountains growth	15
<i>Yu.V. Barkin</i> Global increase of mean sea level and erroneous treatment of a role of thermal factors	18
<i>Yu.V. Barkin</i> Mechanisms of increase of mean sea level and solution of “attribution problem”	21
<i>Yu.V. Barkin</i> A prediction of variations of mean sea level with hour periods	24
<i>O.V. Belous</i> Extents of a sedimentary cover in the Bering Sea region and its relief-forming importance	27
<i>V.I. Bondarenko, V.A. Rashidov</i> Buried underwater volcanoes of the west of Paramushir Island west slope (Kuril Island Arc)	29
<i>V.I. Bondarenko, V.A. Rashidov</i> Geomorphology and tectonics of the Central Kuriles	32
<i>Yu.V. Brusilovsky, A.N. Ivanenko, A.M. Filin</i> Geomagnetic survey in the Caspian Sea Central part	34
<i>Yu.V. Brusilovsky, A.N. Ivanenko</i> Magnetic field of Sakura ridge (Kuril basin)	37
<i>A.A. Bulychev, D.A. Gilod, A.N. Zajtsev, E.Ju.Kulikov, A.A. Schreider</i> The first data on ocean lithosphere geochronology in the Romanche transform fault area (Equatorial Atlantic)	39
<i>O.V. Veselov</i> Geothermic regime of the Okhotsk Sea region	40
<i>A.A. Gavrilov</i> Faults systems as factor of the morphogenesis in coast zones (Peter the Great Bay, the Sea of Japan)	43
<i>A.A. Gavrilov</i> The relationship of the Sea of Japan coast zones with the global and regional faults	46

<i>N.V. Goncharova, A.O. Korzh</i> Water exchange between White and Barents seas in conditions of a complex relief	49
<i>N.V. Goncharova, G.P. Romahova</i> About connection between relief of the Baltic and White seas	52
<i>A.M. Gorodnitsky, A.M. Filin, Yu.D. Malyutin, A.N. Ivanenko, N.A. Shishkina</i> Southern Barents Sea anomalous magnetic field and its correlation with bottom geological structure	55
<i>R.Kh. Greku, T.R. Greku</i> The vertical cross-section of the mid-ocean ridges along the Antarctic Plate's boundary zone	58
<i>V.V. Gubenov</i> Modern erosion-accumulative processes in abyssal of the east part Black Sea	59
<i>N.I. Gurevich, S.A. Merkouriev</i> Evolution of the Amerasia Basin' north part, the Arctic Ocean, on the basis of geophysical data	62
<i>N.A. Demidenko</i> Erosion-deposition process in the Mezen estuary	65
<i>K.O. Dobrolyubova, N.P. Chamov, S.Yu. Sokolov</i> New data on geomorphology of the northern part of the Knipovich ridge	68
<i>E.P. Dubinin, Yu.I. Galushkin, A.L. Grokholsky, A.A. Sveshnikov</i> Rheological behaviour of the lithosphere in MOR rift zones at various spreading rates and mantle temperatures	71
<i>A.A. Ermolov, V.Yu. Birukov, A.I. Noskov, S.A. Ogorodov</i> The bottom geomorphology of the Baydaratskaya and Obskaya Bays of the Kara Sea	74
<i>A.A. Efimov</i> Nature of the 3 rd Seismic Layer of the Ocean: Possible Contribution of the Russian Science to the Global Problem of the Oceanic Lithosphere Accretion	77
<i>E.V. Zhuleva</i> The volumes of the volcanic seamounts and some peculiarities of the oceanic lithosphere formation	80
<i>A.V. Zayonchek, K.O. Dobrolyubova, A.A. Peyve, S.Yu. Sokolov, N. P. Chamov, E.P. Rodionova, V.Yu. Lavrushin, A.E. Eskin, N.M. Sushevskaya, V.N. Efimov, A.S. Abramova, Yu.E. Baramykov, Yu.A. Zharajskaya, A.S. Ponomarev, E.A. Letyagina, Yu.A. Malikina, A.D. Mutovkin, V.V. Usov, A.A. Chernykh, K.P. Yampol'sky</i> New data about structure of continental edge of Atlantic Ocean to the west of Schpizbergen archipelago	82
<i>U.A. Zharajskaya, V.V. Froll</i> Relief and the seismicity of the Reykjanes Ridge	85
<i>A.G. Zinchenko, M.O. Leibman, E.A. Slagoda, B.G. Vanshtein, M.V. Kuznetsova, P.I. Serov</i> Formation of thermodenudation relief in the costal zone, Yugorsky peninsula, Kara Sea	88
<i>A.N. Ivanenko</i> New algorithms for processing marine magnetic gradient survey's data	90

<i>A.Ya. Il'yov, V.P. Semakin, A.V. Kochergin</i> The Okhotsk Sea stage-by-stage tectonic zoning	92
<i>A.V. Ilyin</i> Morphology of the Mid-Atlantic Ridge rift zone as superposition of the new oceanic crust structural transformation	95
<i>B.Ya. Karp, O.V. Bordian, I.B. Tsoy</i> The seismic stratigraphy and sedimentary processes in the Central Kurile Island Arc	99
<i>V.N. Karnaukh, B.Ya. Karp, I.B. Tsoy</i> The Basement Structure and Seismic Stratigraphy over the north-eastern part of the Japan Basin in the Bogorov Rise area (Japan Sea)	102
<i>V.P. Kobolev, Yu. A. Bogdanov</i> Ring structure in the Black Sea, off Tarkhankut peninsula: astrobleme?	105
<i>R.I. Kutas</i> Geothermal conditions of gas expulsions and mud volcanism zones in the Black Sea	108
<i>S.P. Levashov, N.A. Yakymchuk, I.N. Korchagin</i> Possibilities of geoelectric methods during geologic-geophysical investigation in marine areas	111
<i>G.L. Leitchenkov, Ju.B. Guseva, V.V. Gandyukhin</i> Early Galaciation of East Antarctica: interpretation of marine MCS data	114
<i>T.D. Leonova</i> Morphodynamic zoning of the Nikolay bay coast	116
<i>V.V. Lepeshko, O.V. Belous</i> Paragenesis of levelling and deformations structures at zone of the Asian-Pacific joint	119
<i>V.L. Lomtev</i> To seafloor structure and history of the Okhotsk Sea	122
<i>V.L. Lomtev, M.G. Gurinov</i> Mud volcanoes of the area N10-2 in Magellan seamounts (East Mariana basin, SW Pacific)	125
<i>V.L. Lomtev, A.Ya. Il'ev, V.V. Zhigulev, V.E. Kononov, K.F. Sergeev</i> New data about the structure of Nesmeyanov and POI guyots (Magellan seamounts, SW Pacific)	128
<i>T.I. Lygina</i> The linear intrusive bodies and conical depressions as a result of tectonic activity of the Clarion-Clipperton ore province	131
<i>E.G. Maev, V.I. Myslivets, A.S. Zverev</i> To the history of development of Taganrog Bay	133
<i>E.G. Mayev, G.A. Safianov, V.V. Froll, A.S. Zverev</i> Accumulation of sediments and basement relief on the bottom of the Great Salma Staight (the White Sea)	136
<i>Y.I. Mel'nichenko, V.T. Syedin</i> Volcanotectonics and the development of the Japan Sea Basin	139
<i>G.S. Nemchenko</i> Researches of sedimentary cover structure of central Pacific deformation zone	142
<i>A.M. Polyakova</i> A tsunami in Primorye	144

<i>A.S. Ponomarev, N.N. Turko, Yu.E. Baramykov, S.G. Skolotnev, S.Yu. Kolodyazhnyi, N.P. Chamov, N.V. Tsukanov</i> Geomorphology of the Cape Verde basin at the zone of junction with the continental rise	146
<i>V.I. Popkov</i> Deep structure of Northern Caspian Sea according to aeromagnetic shooting	149
<i>Yu.M. Pyscharovsky</i> Morphostructure features and tectonic types of deep basins in the Indian Ocean	152
<i>E.I. Razuvaeva, A.G. Zinchenko</i> New data of the mesorelief of the Kolsky Trough bottom (Barents Sea)	155
<i>A.G. Rodnikov</i> Deep Structure of Continental Margins in the West Pacific	158
<i>A.V. Rozova, V.V. Froll</i> Mid-Atlantic Ridge deep discontinuities research on morphometric data analysis	161
<i>D.V. Rundkvist, V.M. Ryakhovsky, E.G. Mirlin</i> Typification of the main structures of the World Ocean on the basis of GIS-technologies	164
<i>D.V. Ryabchuk, M.A. Spiridonov, V.A. Zhamoïda, E.N. Nesterova, D.N. Kurennoy</i> Lithodynamics of the northern coastal zone eastern Gulf of Finland	167
<i>T.E. Sedysheva, M.E. Melnikov</i> Peculiarities of geomorphological structure of the Skornyakova and Gordin guyots (Magellan Mountains, the Pacific Ocean)	170
<i>V.N. Senachin</i> Deep isostasy of Asia-Pacific Active Margin as indicator of convective dipping of material to the low mantle	173
<i>V.V. Sorokina</i> Terrigenous sedimentation features in the Sea of Azov in the second part of the XX th century	175
<i>E.N. Sukhoveev, B.Ya. Karp, V.N. Karnaukh</i> Structure of the sedimentary layer and the acoustic basement in the Derugin Basin (Okhotsk Sea)	178
<i>V.A. Fomenko, A.Yu. Byakov</i> Geodynamic seabed stations for early prediction of seismic activity	181
<i>G.A. Fonarev, A.N. Ivanenko, A.L. Kharitonov, S.P. Gaidash</i> Spatial-temporal magnetometry	183

L.P. Zonenshain Memorial Symposium “Lithosphere plate tectonics”

<i>B.V. Baranov, B. Ya. Karp, K.A. Dozorova, O.V. Bordiyan</i> Great earthquakes of 2006-2007 on the Central Kuriles, structure of the forearc area and seismic prediction	186
<i>Yu.V. Barkin</i> The mechanism of planetary deformations of a bottom of ocean and the phenomenon of regression, transgression and inversion of the sea level in geological history	188

<i>B. Belyatsky, E. Lepekhina, A. Antonov, O. Shuliatin, S. Sergeev</i> Age and genesis of zircons from gabbro complex of the MAR	192
<i>V.E. Verzhbitsky, S.D. Sokolov, M.I. Tuchkova</i> New data on the structure of Wrangel Island: preliminary results of international expedition	195
<i>E.S. Grigorenko</i> Thermal Events at the Sredinniy Range (Kamchatka Peninsula): fission-track dating of zircons from barabskaya suit	197
<i>A.N. Dmitrievsky, I.E. Balanyuk</i> Geodynamic criteria in the formation of the unconventional hydrocarbon deposits	200
<i>B.A. Kazansky</i> A geodynamic interpretation of the oceanic basalt distribution	203
<i>V.G. Kazmin, N.F. Tikhonova</i> Epochs of back-arc basins' opening at the south-western margin of Eurasia in the Mesozoic and Cainozoic	206
<i>L.N. Kogarko, A.M. Asavin</i> Peculiarities of the isotopy of initial potassium alkaline magmas of the Atlantic Ocean	209
<i>L.N. Kogarko, A.M. Asavin</i> Petrochemical zoning of the intraplate alkaline magmatism of the Atlantic Ocean	212
<i>V.V. Kulikova, V.S. Kulikov, Ya.V. Bychkova</i> Relicts of Early Precambrian oceanic crust on the Fennoscandian shield	215
<i>E.P. Lelikov, I.B. Tsoy</i> Geological structure of central part of the submarine Vityaz Ridge (the Kurile Island Arc oceanic slope)	218
<i>M.V. Luchitskaya, G.E. Bondarenko, S.M. Katkov</i> Postcollision granitoids of Alarmaut Rise (West Chukotka): peculiarities of the composition and the age	221
<i>S.A. Merkuriev, C. DeMets</i> Detailed kinematics of the North American-Eurasian plate boundary near the Iceland hotspot since 20 Ma from dense magnetic anomaly data	224
<i>E.G. Mirlin</i> The problem of the oceans geodynamic by the light of the synergetic of the geosystems	227
<i>Yu.V. Mironov</i> Island arc belts in joining zone between Eurasia and Pacific and Indian Oceans: Some peculiarities of mantle-crust substrata, geochemistry, and magmatic evolution	230
<i>A.V. Moiseev</i> Study of deformation of West Kamchatka tertiary sediments (Tochilinskiy measure) at context geodynamic of Okhotsk region in the Cenozoic	233
<i>D.M. Pechersky</i> The Geomagnetic field and superplumes	236
<i>V.Ya. Podgorny, G.Z. Gilmanova</i> Density structure of the Taiwan collision zone lithosphere based on the results of gravitational modeling	239
<i>Yu.N. Raznitsin</i> Submeridional compression of the Atlantic lithosphere	241
<i>A.P. Sedov, G.I. Kazakevich, V.V. Matveenkov, L.P. Volokitina, S.V. Lukjanov, V.A. Rashidov</i> Probable mechanism of formation French Polynesia volcanic seamounts chains	244

<i>N.I. Seliverstov</i> Hydroconvictional Hypothesis of the Island Arc Magmatism	247
<i>S.G. Skolotnev, S.Ju. Sokolov, A.A. Peyve, N.N. Turko</i> The peculiari- ties of the crustal accretion in the crestal part of the Mid-Atlantic Ridge in the zone of melting of anomalous mantle near Martin Vaz fracture zone (the South Atlantic)	250
<i>N.M. Sushchevskaya</i> Regularity of toleitic magmatism in the Indian-Atlantic Earth Segment	253
<i>M.I. Tuchkova</i> Ancient passive Continental Margins: sedimentation and lithogenes	255
<i>G.B. Udintsev</i> Oceanic gates, dynamic of their evolution and influence on the Earth climate	258
<i>N.V. Tsukanov, S.G. Skolotnev</i> Paleoisland arc systems in accretion structure of Kamchatka: heterogeneity of basement nature and volcanic complexes	259
<i>V.D. Chekhovich, A.N. Sukhov</i> Obruchev rise (Hawaiian-Emperor Chain) – reconstruction of Cenozoic event	262
<i>E.A. Chernysheva, G.S. Kharin</i> Geodynamics and the types of basalts from the Charlie-Gibbs fracture zone (North Atlantic)	265
<i>Ed.V. Shipilov</i> The northern segment of the Norway-Greenland Basin: asymmetrical or secondary spreading? New geodynamic model of the evolution	268
<i>Ed.V. Shipilov, D.V. Derevyanko</i> Tectono-geodynamic environments of the St. Anna Trough formation	271
<i>V.S. Shkodzinsky</i> The influence of the Coriolis force on the mantle convection – the reason of the Pacific Ocean asymmetry	274
<i>V.M. Yubko</i> Seismic lineaments of the Pacific plate	277
<i>R. Freitag</i> Deformation and mechanical coupling of an active fore-arc in Space and Time, Kamchatka, Russian Federation	279
<i>Chr. Gaedicke, S. Ladage, D. Franke, S. Neben, M. Schnabel, B. Baranov, Y. Djajadihardja</i> Imaging the Architecture of the Northern Sumatra Margin and the Tectonic Boundary between the Giant Northern Sumatra Earthquakes: A Multidisciplinary Geophysical Experiment	281
Addition	
<i>V.L. Lomtev, A.Ya. Il'ev, V.V. Zhigulev, V.E. Kononov, K.F. Sergeev, M.G. Gurinov</i> To the structure of Magellan guyots (SW Pacific)	284
<i>G.I. Mishukova, V.F. Mishukov, A.I. Obzhirov</i> Effects of bottom seep- age of hydrocarbons on dynamic properties of sea surface of the Peter the Great Bay of the Sea of Japan	287
<i>M.N. Smirnova</i> Hyperborean platform: reality or myth?	289

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 12–16 ноября 2007 г.

Том IV

Подписано к печати 18.10.2007.
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м².
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 19,5 п.л.
Тираж 400 экз.
Тип. ВТИИ. Москва, зак. № .

Издательство ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92.
E-mail: geos@ginras.ru



Фото из архива ИО РАН



Фото Г.А. Колючкиной